

ANNALES
DE PHYSIQUE DU GLOBE
DE LA FRANCE D'OUTRE-MER

(Météorologie, Séismologie, Magnétisme terrestre, Océanographie, Volcanologie, Hydrologie)

Paraissant tous les deux mois

SOMMAIRE

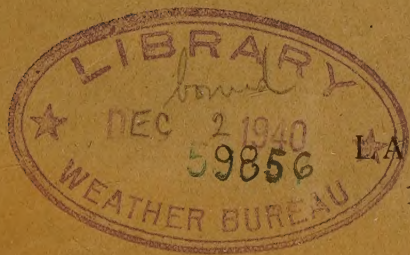
Études séismologiques

Détermination des constantes des séismographes.
Détermination de la distance épacentrale d'un séisme à foyer profond.
A propos de travaux récents sur les ondes microséismiques.
Tremblements de terre en Indochine.
Séismicité du Togo et de la Gold Coast.
Répartition des isoséistes du tremblement de terre de Ho.
Tremblements de terre aux îles St Pierre et Miquelon.

Le régime de l'Euphrate.

Notes et informations.

Bibliographie.



PARIS V^e
L. ROSE ÉDITEUR
11, RUE VICTOR-COUSIN

Prix du Numéro : 9 francs

ANNALES DE PHYSIQUE DU GLOBE DE LA FRANCE D'OUTRE-MER

LAROSE, Editeur,

11, RUE VICTOR-COUSIN, PARIS (V^e)

-:- Téléphone : ODÉON 32-70 -:-

Chèques postaux : Paris 428.81

—*—

PRIX DE L'ABONNEMENT ANNUEL

(6 numéros)

FRANCE ET COLONIES FRANÇAISES... 50 francs.

ETRANGER... 60 francs.

Les abonnements sont payables d'avance à la souscription.

Chaque changement d'adresse
doit être accompagné de 1 franc en timbres-poste.

Prix des collections 1934, 1935 et 1936,
l'une... 60 francs.

Prix du N° isolé de ces collections... 12 francs.

Tous droits de reproduction réservés

Les Annales de Physique du Globe de la France d'Outre-Mer sont publiées sous les auspices du Conseil de Perfectionnement des Services de Physique du Globe des Colonies, et sous la direction de M. Henry HUBERT, Inspecteur Général du Service Météorologique Colonial.

Chaque numéro contient des mémoires originaux, une chronique des questions de Physique du Globe intéressant les Colonies françaises et une revue bibliographique.

Les Annales de Physique du Globe de la France d'Outre-Mer résument les recherches et observations faites par les météorologistes coloniaux et présentées dans les publications locales; elles abordent en outre soit des études spéciales n'ayant pu trouver place dans ces publications, soit — et cela de préférence — des travaux d'ensemble concernant des groupes ou la totalité de nos territoires extérieurs. Elles se proposent de faire ressortir la variété et la nouveauté des recherches de Physique du Globe entreprises dans nos possessions lointaines et de réaliser une présentation synthétique des questions, considérées dans le cadre très vaste de notre domaine colonial.

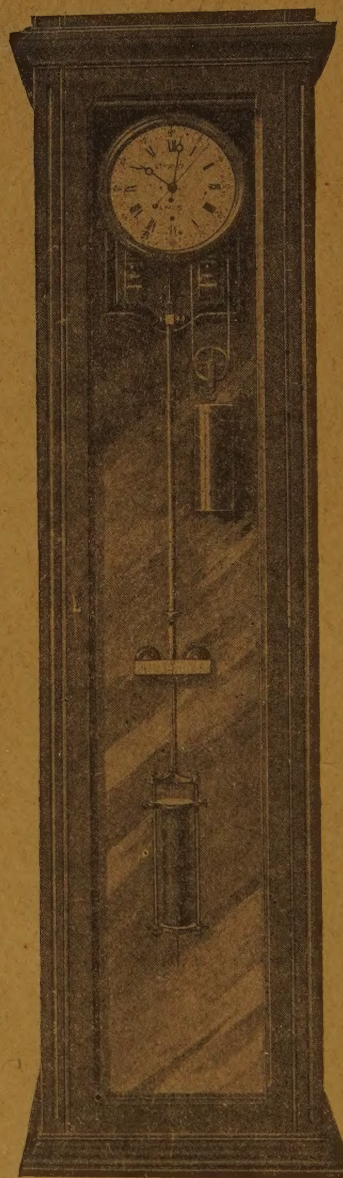
Les numéros de l'année 1937 sont publiés à l'aide d'une subvention de la Fondation Loutreuil (Académie des Sciences) et de subventions officielles.

J. AURICOSTE*

HORLOGER DE LA MARINE DE L'ÉTAT;
DE L'OBSERVATOIRE DU BUREAU DES LONGITUDES
ET DU SERVICE GÉOGRAPHIQUE DE L'ARMÉE

10, Rue La Boétie, PARIS

TÉLÉPH. : ANJOU 25-60



Études
Projets
et
Devis
gratuits
sur demande

Installation
de
Centres Horaires

Distribution
d'heure

HORLOGERIE DE HAUTE PRÉCISION

:: PENDULES ASTRONOMIQUES ::

:: CHRONOMÈTRES DE MARINE ::

CHRONOGRAPHES-COMPTEURS

:: HORLOGERIE ÉLECTRIQUE ::

Construction — Réparations

Sur l'unification des procédés employés pour la détermination des constantes des séismographes à enregistrement mécanique

Dans un mémoire récent (1), J. Lacoste, après avoir passé en revue les travaux de divers auteurs sur le frottement dans les séismographes à enregistrement mécanique, expose les résultats qu'il a obtenus en effectuant une série d'expériences sur un certain nombre d'instruments dont il a fait varier la période d'oscillation. Il en déduit que sous le nom de frottement on englobe des résistances de nature différente dont les unes ont les caractères du frottement solide sur solide, les autres, ceux du frottement solide sur fluide. En conséquence, suivant la méthode employée pour la mesurer, la constante de frottement prend, pour un même instrument, des valeurs très diverses et l'auteur conclut en souhaitant l'unification des procédés qui servent à la mesurer.

La méthode la plus simple pour déterminer la constante de frottement est basée sur l'hypothèse que, lorsque le séismographe oscille, amortisseur ouvert, l'amortissement résiduel n'exerce qu'une action négligeable sur le décroissement des oscillations de faible amplitude. Cette supposition admise, on considère que le décroissement est causé uniquement par le frottement et si $A_1, A_2, A_3, \dots$ sont les amplitudes des oscillations simples successives, on a $A_1 - A_2 = 4r, A_2 - A_3 = 4r$, etc., r étant la constante de frottement. On élimine l'influence de l'agitation microsismique en recommençant plusieurs fois l'expérience et en prenant la moyenne des résultats obtenus. Il semble que cette manière de faire donne des résultats suffisamment approchés dans la pratique quand on opère sur le séismographe Mainka. Dans cet appareil, l'amortissement résiduel est, en effet, assez faible tant que la période d'oscillation se maintient inférieure à 8 secondes.

Appliquée au séismographe Wiechert, dans lequel l'amortissement résiduel est beaucoup plus élevé, elle donne des résultats plus discutables. On peut

alors employer la méthode conseillée par Mohorovicic, calculer la valeur de l'amortissement résiduel et déduire, en en tenant compte, la constante de frottement de l'ensemble des oscillations que l'on fait exécuter à l'instrument pour la mesure de sa période d'oscillation. Quoique les valeurs ainsi obtenues soient beaucoup plus concordantes, on trouve cependant qu'elles varient systématiquement en fonction de l'amplitude du groupe d'oscillations employées pour les mesurer. En général, aussi bien sur le séismographe Mainka que sur le séismographe Wiechert, nous trouvons, au Parc Saint-Maur, que la constante de frottement décroît en même temps que l'amplitude, tandis que l'amortissement résiduel suit une marche inverse. Les quelques nombres contenus dans le tableau ci-dessous, déduits par les formules de Mohorovicic de graphiques enregistrés en janvier 1936 pour la détermination des constantes de nos séismographes, permettront de s'en rendre compte.

Exemples de l'influence de l'amplitude des oscillations sur la valeur de la constante de frottement et de l'amortissement résiduel

Amplitudes comprises entre	Amortissement résiduel	Constante de frottement
<i>Séismographe Wiechert, composante Nord</i>		
68 et 20 ^m /m	1,18	0,4
25 et 3 ^m /m	1,22	0,3
<i>Séismographe Wiechert, composante Est</i>		
72 et 15 ^m /m	1,21	0,7
34 et 3 ^m /m	1,25	0,5
<i>Séismographe Mainka, composante Nord</i>		
80 et 40 ^m /m	1,00	1,1
35 et 3 ^m /m	1,04	0,7

Ces faits, qui concordent avec certaines indications contenues dans le mémoire de Lacoste et confirment les vues de Berlage, montrent que la constante de frottement et la constante d'amortissement ne suffisent pas pour déterminer complètement les résistances qui entrent en jeu dans le fonctionnement des

(1) J. LACOSTE, *Observations sur le frottement dans les inscriptions sur noir de fumée*. Publications du Bureau central séismologique international, série A, Travaux scientifiques, fasc. n° 13, 1935, pp. 167-193.

séismographes à enregistrement mécanique. Ils conduisent à se demander si la constante de frottement mesurée avec les amortisseurs ouverts est encore valable pour l'appareil en ordre de marche.

Si la théorie simplifiée sur laquelle repose la détermination de la constante d'amortissement était suffisamment approchée, il ne serait pas impossible de procéder à la mesure simultanée de la constante de frottement et de la constante d'amortissement sur le séismographe prêt à fonctionner. Il suffirait d'imprimer à la masse des impulsions d'intensités différentes et de mesurer les amplitudes A_1 et a_1 , A_2 et a_2 , des deux premières oscillations simples correspondant à chaque impulsion.

On a en effet : $e = \frac{A_1 - 2r}{a_1 + 2r} = \frac{A_2 - 2r}{a_2 + 2r}$ et par conséquent $e = \frac{A_1 - A_2}{a_1 - a_2}$

La valeur de la constante d'amortissement, e , étant ainsi calculée, on peut tirer des formules précédentes celle de la constante de frottement r . Malheureusement, même en multipliant les mesures pour éliminer le plus possible l'influence des causes d'erreur, en particulier celle de l'agitation microsismique, les résultats que l'on obtient sont tout à fait déconcertants et ne paraissent pouvoir s'expliquer que par des variations que subirait l'amortissement en fonction de l'amplitude des oscillations exécutées par le séismographe.

En tout état de cause, si l'on admet comme valeur du frottement celle que l'on déduit des oscillations de faible amplitude en employant les formules de Mohorovicic, on trouve que la constante d'amortissement est d'autant plus grande que les amplitudes choisies pour la déterminer sont elles-mêmes plus grandes. Même si l'on suppose que le frottement est nul, la constante d'amortissement calculée dans cette hypothèse diminue en même temps que décroît l'amplitude de la première oscillation communiquée au séismographe. C'est ce qui ressort du tableau ci-dessous résumant quelques expériences réalisées sur nos appareils en janvier 1936.

Influence de l'amplitude sur la constante d'amortissement

Amplitude de la première oscillation comprise entre	Coefficient d'amortissement	
<i>Séismographe Wiechert, composante Nord</i>		
	$r = 0,9$	$r = 0,0$
79 et 82 ^m /m	5,0	5,8
53 et 63 ^m /m	4,7	5,7
40 et 46 ^m /m	4,4	5,7
<i>Séismographe Wiechert, composante Est</i>		
	$r = 0,7$	$r = 0,0$
55 et 60 ^m /m	5,3	6,2
45 et 50 ^m /m	4,7	5,7
38 et 42 ^m /m	4,4	5,4
<i>Séismographe Mainka, composante Nord</i>		
	$r = 0,7$	$r = 0,0$
60 et 75 ^m /m	4,4	5,0
45 et 50 ^m /m	4,0	4,7
35 et 45 ^m /m	3,8	4,5

Si l'on désire comparer les constantes des instruments de même type installés dans les diverses stations d'un réseau séismologique, il faut donc unifier non seulement les méthodes de détermination du frottement, mais encore celles qui servent à mesurer l'amortissement.

Etant donné l'état actuel de nos connaissances, les règles que l'on pourra édicter à ce sujet comporteront nécessairement une grande part d'empirisme. Il semble donc indiqué de les choisir aussi simples que possible quitte à les modifier plus tard quand les progrès accomplis en feront sentir l'opportunité.

Si l'on procédait à cette unification, il serait, semble-t-il, suffisant, au point où nous en sommes, de définir pour chaque type d'appareil les limites d'amplitude des oscillations à utiliser pour la mesure de la constante de frottement et de la constante d'amortissement, en tenant compte, le cas échéant, de l'amortissement résiduel, de la période et du grandissement statique du séismographe en expérience.

C.-E. BRAZIER,

*Physicien à l'Institut de Physique du Globe
de l'Université de Paris.*

Directeur de l'Observatoire du Parc Saint-Maur.

Détermination de la distance épacentrale d'un séisme à foyer profond à l'aide des tables dressées pour les tremblements de terre normaux

On sait que lorsque l'on cherche à analyser les inscriptions des séismes à foyer profond d'après la différence S-P au moyen des tables usuelles, la valeur obtenue pour la distance épacentrale est trop petite : l'écart est d'autant plus important que la profondeur focale est plus grande. Divers auteurs ont dressé des tables (1) (Wadati) ou tracé des hodocrones (2) (Brunner) qui permettent la détermination simultanée de la profondeur du foyer (dont il ne sera pas question dans ce travail) et de la distance épacentrale. Ces tables et ces courbes étant à l'heure actuelle peu répandues, il était intéressant de rechercher si l'on ne pouvait pas obtenir une valeur correcte de la distance épacentrale en utilisant les tables ordinaires.

Je rappellerai d'abord qu'à partir d'une certaine distance (3.000 km. environ), lorsque le foyer est profond, il existe deux trajectoires brachystochroniques pour les ondes longitudinales ayant subi une réflexion à la surface du sol. A côté de la phase classique PR_1 , on observe sur les séismogrammes une phase pP provenant de la réflexion des ondes P au voisinage de l'épicentre. De même, à côté des ondes transversales réfléchies SR_1 , on observe des ondes sS . S'il y a plusieurs réflexions, si les ondes changent de nature à la réflexion, il se produira des phases supplémentaires sP , pPP , sSS , etc. Pour leur définition, je renvoie au mémoire de Scrase (3).

Sohon (4) a proposé une méthode très simple pour déterminer correctement la distance d'un séisme à foyer profond à l'aide des tables dressées pour les tremblements de terre normaux. Il suffit pour cela que l'on ait pu noter d'une façon suffisamment certaine les heures d'arrivée des phases P, pP , S et sS sur les

séismogrammes. La valeur de la différence $(S-P)_0$ correspondant à un séisme normal ayant la même distance épacentrale est égale à la différence entre la moyenne des durées de propagation des phases sS et S et celle des phases pP et P. Si on calcule les différences de temps observées $(S-P)$, $(pP-P)$ et $(sS-S)$, ce résultat peut s'exprimer ainsi :

$$(S-P)_0 = (S-P) + 1/2 [(sS-S) - (pP-P)] \quad (1).$$

La valeur $(S-P)_0$ ainsi obtenue est exacte à 1 ou 2s. près.

Cette méthode exige que la phase sS ait pu être déterminée correctement, ce qui n'est pas toujours possible. Parfois elle peut manquer ; d'autre part, pour certaines valeurs de la distance et de la profondeur focale, la phase sS se sépare mal des phases SP , PS ou pS , ce qui peut provoquer des erreurs d'interprétation.

C'est pourquoi j'ai recherché s'il était possible de calculer la valeur $(S-P)_0$ à partir des trois phases P, pP et S seulement. A cet effet, j'ai formé le rapport $\frac{pP-P}{sS-S}$ pour les diverses valeurs de la distance épacentrale de 30° à 100° inclus au moyen des tables de Wadati, et pour les profondeurs de 80, 160, 240, 320, 400 et 500 km. figurant dans les tables en question. Ce rapport varie très peu ; en première approximation, on pourra admettre qu'il est constant et égal à 1,80. Par suite l'expression (1) peut se mettre sous la forme suivante :

$$(S-P)_0 = (S-P) + 0,40 (pP-P) \quad (2).$$

Le contrôle de cette formule à l'aide des tables de Wadati montre que les écarts entre les valeurs $(S-P)_0$ calculées ainsi et celles qui figurent dans les tables sont du même ordre que ceux obtenus par Sohon, pour les distances comprises entre 30 et 100°. Pour les distances supérieures à 100°, je me suis reporté aux courbes de Brunner. Malgré l'échelle assez grande adoptée pour ces courbes, il ne paraît pas possible d'évaluer la précision des résultats aussi correctement qu'avec les tables, mais il semble bien que la formule

(1) K. WADATI and K. MASUDA. — *On the Travel Time of Earthquake Waves*. Part V, Geoph. Mag., vol. VII, Tokyo, 1933, p. 269.

(2) G. J. BRUNNER and J. B. MACELWANE. — *The Brunner Focal Depth Time Distance Chart*. New-York, 1935.

(3) F. d. SCRASE. — *The Reflected Waves from Deep Focus Earthquakes*. Proc. Roy. Soc., vol. 132, London, 1931, p. 213.

(4) F. W. SOHON. — *A first approximation for deep focus seismograms*. (Bull. of the Seism. Soc. of America, vol. 25, Berkeley, 1935, p. 311).

soit encore applicable avec la même approximation. On pourra donc l'utiliser toutes les fois que l'on observera nettement les trois phases P, pP et S sur les séismogrammes.

Dans le cas où la phase sS serait nettement inscrite, et où la phase pP serait perturbée pour une raison quelconque, on pourra avoir recours à l'expression suivante :

$$(S-P)_0 = (S-P) + 0,22 (sS-S) \quad (3).$$

La précision est la même que celle des formules (1) et (2).

J'ai également recherché si d'autres phases ne permettraient de calculer la valeur $(S-P)_0$: effectivement on peut établir d'autres formules, mais leur précision est moindre que celle des expressions précédentes ; je me bornerai à en indiquer deux :

$$(S-P)_0 = (S-P) + 0,45 (pPP-PR_1) \quad (4).$$

$$(S-P)_0 = (S-P) + 0,25 (sP-P) \quad (5).$$

L'écart peut atteindre 3 s.

En ce qui concerne les séismes très éloignés pour lesquels on n'observe plus les ondes P ni les ondes S, on pourrait songer à évaluer d'une façon analogue la différence $(ScPcS-P')_0$; malheureusement la méthode est inapplicable, car la différence $ScPcS-P'$ croît

jusqu'à une distance épicentrale de 140° , passe par un maximum, puis décroît ensuite. Il y aurait donc deux solutions entre lesquelles il serait difficile de choisir.

Le tableau ci-dessous rassemble un certain nombre de résultats obtenus à l'aide des formules ci-dessus. Dans la colonne I. S. S. figurent les valeurs de la distance épicentrale publiées par l'International Seismological Summary ; dans la colonne A, les valeurs obtenues d'après l'une des formules, ou la moyenne des valeurs obtenues à l'aide de celles d'entre elles qu'il a été possible d'appliquer, ainsi que les écarts entre ces valeurs et celle de l'I. S. S. : ils sont en moyenne de $0^{\circ}5$. Dans la colonne B, figurent les valeurs obtenues d'après la différence S-P sans correction et les écarts correspondants. Ces écarts sont beaucoup plus grands que ceux de la colonne A ; ils peuvent atteindre et dépasser 1.000 km.

Les formules que j'ai établies permettent donc d'obtenir une valeur suffisamment approchée de la distance épicentrale sans avoir recours à des tables spéciales. Leur usage est d'une telle simplicité qu'elle peuvent même rendre des services aux observateurs ayant à leur disposition les tables de Wadati ou les courbes de Brunner.

Comparaison entre les distances épicentrales indiquées par l'I. S. S., les distances calculées d'après les formules (A) et les distances qu'on obtiendrait d'après la différence S-P sans corrections (B)

ANNÉE	DATE	RÉGION ÉPICENTRALE	PROFONDEUR FOCALE km	I. S. S. DISTANCE degrés	A		B	
					DISTANCES °	ÉCARTS °	DISTANCES °	ÉCARTS °
1924	28 mai	Komiles Turkestan	450	77,5	78	-0,5	70,5	+7
	13 octobre		280	47	47,5	-0,5	43,5	+3,5
1925	27 mai	Japon	380	82	82,5	-0,5	75,5	+6,5
1926	29 juin	Mer de Chine	140	86,5	86,5	0	83,5	+3
	26 juillet	Japon	340	83	83,5	-0,5	77,5	+5,5
1928	29 mars	Japon	400	88,5	89,5	-1	82	+6,5
1929	1 ^{er} février	Turkestan	240	46,5	47	-0,5	44	+2,5
1930	10 mars	Sakhaline	620	76	76,5	-0,5	66,5	+9,5
	4 août	Brésil	600	86,5	85,5	+1	73,5	+13,5
	21 décembre	Formose	160	89,5	89,5	0	86,5	+3

C. BOIS.

Directeur du Service Météorologique
de la Tunisie

A propos de travaux récents sur les ondes microséismiques

L'agitation microséismique d'ordre naturel a été le sujet de bien des travaux. De nombreuses hypothèses ont été faites sur son origine ; je ne veux pas les rappeler ici. Personnellement, je me suis rallié à l'idée de foyers maritimes avec déplacements correspondant à ceux des zones d'importantes baisses barométriques.

Admettons, en effet, une zone marine sur laquelle se produit une baisse barométrique de 40^{mm} de Hg ; on peut calculer une intumescence d'eau dont le poids sera de 55×104 tonnes par kilomètre carré environ ; cette intumescence peut être ou stationnaire ou douée d'une translation rapide, parfois de plus de 80 kilomètres à l'heure. D'autre part, la surface extérieure de cette intumescence est en agitation continue par le fait de puissantes vagues de surface. Si, comme beaucoup de séismologues l'admettent aujourd'hui, malgré la théorie hydrodynamique, l'eau est légèrement compressible, les fonds marins sont sollicités et par le déplacement de la masse, et par l'agitation superficielle occasionnée par des vents de tempête. Il est d'ailleurs constaté, que l'effet des noyaux barométriques de baisse est d'autant plus important qu'ils marchent plus rapidement sur des fonds peu profonds appelés plateaux continentaux. Il peut cependant exister en haute mer des fonds particuliers, des aires efficaces, propres à une excitation plus facile et à la génération d'ondes de plus grande amplitude et de composantes différentes.

Elle est l'explication du fait signalé par certains physiciens (1) que des dépressions également profondes et semblablement situées produisent parfois une agitation extrêmement différente (cas des 3 et 11 janvier 1930).

On pourrait objecter que si une baisse barométrique amène la formation d'une loupe d'eau et produit un excès de poids mobile sur les fonds marins, cet excès peut être compensé par la diminution de pression de l'air. Mes observations personnelles me permettent de conclure qu'un profond noyau de baisse sur le continent ne donne lieu à aucune agitation microséismique anormale, sauf dans certaines stations où l'effet de vents déréglés occasionne de

longues ondes qu'il est facile de distinguer des ondes ordinaires.

Une telle théorie rejette l'action des vagues sur les côtes et se rapproche de celle de Whipple qui admet la propagation d'ondes élastiques engendrant les vibrations microséismiques des fonds marins. On remarque, en effet, des anomalies de l'agitation alors que la mer sur les côtes est parfaitement tranquille ; ces anomalies se font sentir au loin puisque, même créées sur l'Atlantique nord, M. Saverio-Zanon (2), Directeur de l'observatoire de Venise, les observe parfaitement sur ses séismogrammes.

Conformément à la théorie précédente, j'ai déjà signalé (4) l'intérêt qui peut résulter de l'étude de l'agitation microséismique et particulièrement de celle d'une agitation anormale par excès. Une pareille étude m'a déjà montré :

1° Que la cause de la perturbation se déplace ;

2° Que les heures des maxima dans différentes stations sont décalées ;

3° Que l'on peut apercevoir plusieurs maxima correspondant aux passages de deux noyaux à des heures suffisamment rapprochées pour qu'on ne puisse les indiquer sur les cartes de variations barométriques tracées à des intervalles de 12 ou 24 heures.

Il m'a paru bon d'examiner cette année l'agitation anormale des 10 et 11 février 1936 pour la confirmation des conclusions précédentes et surtout pour étudier le rapport des amplitudes de la composante horizontale avec celles de la composante verticale, rapport qui paraît présenter, comme je l'indiquerai ultérieurement, des données intéressantes au point de vue géologique.

GÉNÉRALITÉS SUR L'ÉTUDE DES MOUVEMENTS MICRO-SÉISMQUES. — PROPOSITION D'UNE MÉTHODE NOUVELLE. — RÉSULTATS. — VARIATION DU RAP-

$$\text{PORT } \frac{H}{V}$$

La valeur de la période et de l'amplitude sur les différentes composantes se fait, d'après une convention internationale aux heures 0.6.12.18, Cinq minutes avant ou après on mesure la valeur de la période et

de l'amplitude de l'onde la plus apparente, que cette onde soit inscrite ou non dans la même minute. En réalité, on obtient ainsi des valeurs maxima, pouvant permettre une certaine comparaison entre les divers observatoires, mais on n'a pas une agitation moyenne. Une méthode de mesure différente donnerait d'autres résultats. Voici un exemple.

Lors de l'agitation anormale des 10 et 11 février 1936, de 18 heures le 10 à 18 heures le 11, on a calculé, à Strasbourg, par la méthode internationale :

Heures.....	18	0	6	12	18
Composante N. S.(microns).	9,1	15	13	11,4	9,3
.....E.-W.....	8,5	8,7	8,5	8,5	4,8
.....V.....	2,4	5,4	5,6	3,7	3,4
Composante horizontale ...	10,4	17	15,6	14	10,3
Rapport $\frac{H}{V}$	4,3	3,1	2,8	3,7	3

Rapport moyen $\frac{H}{V}=3,4...$

J'ai calculé, d'autre part, l'amplitude de toutes les ondes comprises exactement dans la même minute sur les trois composantes; la moyenne donne les résultats suivants :

Heures.....	18	0	6	12	18
N.-S.....	4,6	7	6,6	6,2	4,0
E.-.....	2,0	2,7	2,5	2,4	2,2
V.....	1,3	2,6	2,7	1,8	1,0
Composante horizontale ...	5	7,5	7	6,7	4,6
Rapport $\frac{H}{V}$	3,8	2,8	2,6	3,7	4,6

Rapport moyen $\frac{H}{V}=3,5...$

On constatera combien les résultats sont différents par cette méthode de calcul, les amplitudes étant fortement diminuées. Il est toutefois intéressant de remarquer que seul le rapport moyen $\frac{H}{V}$ apparaît légèrement plus fort.

Par contre, le rapport $\frac{N}{W}$ varie considérablement. La moyenne annuelle par la méthode internationale est de 1,5 environ, la nouvelle méthode donne 2,38.

La même méthode de calcul a été appliquée aux séismogrammes de De Bilt (Hollande) et aux mêmes minutes, les résultats sont les suivants :

Heures.....	18	0	6	12	18
Composante horizontale ...	6,5	15	14,8	9,8	8,4
Composante verticale	2,0	3,8	3,9	3	3,3
Rapport $\frac{H}{V}$	3,25	4,55	3,8	3,27	2,5

Rapport moyen $\frac{H}{V}=3,5$ environ

J'ai constaté pour De Bilt et pour les mois de février de 1923 à 1929, alors que la période moyenne était de 6 secondes environ un rapport moyen $\frac{H}{V}=3,6$ semblable au précédent.

Uccle (Belgique) :

Heures.....	18	0	6	12	18
Composante horizontale ...	1,3	2,4	2,4	2,0	1,1
Composante verticale.....	0,7	1,9	1,3	1,3	1,1
Rapport $\frac{H}{V}$	1,8	1,26	1,8	1,5	1,0

Rapport moyen $\frac{H}{V}=1,47$.

Kew (Angleterre) :

Heures.....	18	0	6	12	18
Composante horizontale ..	4,5	6,0	5,6	4,3	2,8
Composante verticale.....	2,8	4,8	5	4,2	3,0
Rapport $\frac{H}{V}$	1,6	1,25	1,1	1,02	0,8

Rapport moyen $\frac{H}{V}=1,16$.

Stuttgart (Allemagne) :

Heures.....	18	0	6	12	18
Composante horizontale ...	1,08	1,08	0,64	0,36	»
Composante verticale.....	0,9	0,8	0,6	0,4	»
Rapport $\frac{H}{V}$	1,2	1,35	1,0	0,9	»

Rapport moyen $\frac{H}{V}=1,1...$

On remarquera tout d'abord que le rapport $\frac{H}{V}$ varie avec les heures dans une même station. Le lieu de réception des ondes étant le même, on ne peut soupçonner que leur lieu d'origine ou la direction de leur propagation. Je trouve là une nouvelle preuve du fait que le phénomène perturbateur se déplace et excite des fonds marins dissemblables. D'une manière générale, lors des microséismes anormaux toutes les composantes s'exagèrent, mais la composante horizontale plus que la composante verticale, d'où une variation de $\frac{H}{V}$. S'il faut tenir compte de

la nature géologique des fonds excités et de ceux de la station de réception, on pourrait invoquer aussi la distance de la cause de perturbation. Dans les séismes rapprochés le rapport de certaines composantes varie avec la distance épacentrale.

AUTRES CAUSES DE LA VARIATION DE $\frac{H}{V}$ INFLUENCE DES SAISONS

Un travail récent, fait à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg par un de nos étudiants, P. Grün, a donné les périodes et les amplitudes de l'agitation microsismique au cours des années 1927, 1928 et 1929 et cela pour Strasbourg et De Bilt. On en déduit aisément des modifications saisonnières du rapport $\frac{H}{V}$

elles apparaissent nettement dans le tableau suivant :

	janv.	fév.	mars	avr.	mai	juin	moyenne
Strasbourg .	3,66	3,7	3,4	3,4	2,33	2,2	
	juil.	août	sept.	oct.	nov.	déc.	3,1
	1,73	2,33	2,9	3,6	4,06	3,93	
De Bilt	janv.	fév.	mars	avr.	mai	juin	moyenne
	3,63	3,65	3,6	3,23	3,13	2,53	
	3,06	2,06	2,0	3,43	3,23	3,96	3,1

Le rapport $\frac{H}{V}$ varie donc avec les mois, mais la valeur moyenne est la même dans les deux stations.

INFLUENCE DE LA PÉRIODE

Il y avait lieu de rechercher si le rapport $\frac{H}{V}$ dépendait de la période des ondes enregistrées. Dans ce but, j'ai examiné l'agitation microsismique au cours des mois de novembre, décembre 1934 et janvier, février 1935. Les résultats sont les suivants :

Période ...	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8
$\frac{H}{V}$	2,43	2,5	2,5	3,0	3,0	2,9	2,65	2,7

Le nombre d'observations concernant la période 8 sec. est trop faible ; la valeur 2,7 est donc contestable. On s'aperçoit d'autre part que le rapport $\frac{H}{V}$ passe par un maximum pour les périodes 6 et 6,5 sec. Toutefois, la valeur moyenne déduite des chiffres ci-dessus $\frac{H}{V}=2,71$ est inférieure à celle trouvée au cours des années 1927, 1928, 1929 soit 3,3 environ. Tout d'abord la durée des observations n'est pas la même ; de plus, pendant les 3 années désignées les trois appareils Galitzine de la station de Strasbourg ont eu une période propre de 11 secondes environ, tandis qu'en 1934-1935, le séismographe donnant la composante verticale est restée à 11 secondes, les deux autres ont été portés à 22 secondes ; on se trouve donc actuellement dans des conditions semblables à celles de De Bilt. Remarquons qu'au cours des années 1927, 1928, 1929 les périodes de la composante verticale à De Bilt ont une moyenne de 4,9 secondes et les périodes horizontales 5,44 s. Puisque d'après la convention internationale on mesure des ondes d'amplitude maxima, c'est sur $T=4,9$ sec. que cette amplitude a été trouvée pour le vertical et sur la période $T=5,44$ sec. pour les appareils horizontaux. A Strasbourg, au contraire, pendant les mêmes trois années, les maxima ont été trouvés pour des périodes sensiblement identiques 5,1 et 5,2 ; il résulte de là que la

moyenne des rapports $\frac{H}{V}$ n'est pas exactement comparable. J'insiste sur ces petits faits pour montrer qu'on ne peut établir que des valeurs approchées du rapport $\frac{H}{V}$. On améliorerait les résultats avec les mêmes appareils dans toutes les stations s'ils fonctionnaient avec la même période propre. On trouverait peut-être dans les considérations précédentes l'explication de l'anomalie signalée par A. W. Lee (1) que les amplitudes mesurées sur les Galitzine et sur les Wiechert sont discordantes dans certaines stations et en bon accord dans d'autres où les deux genres d'appareils travaillent avec des périodes propres très voisines, 10 et 11 secondes.

CONSIDÉRATIONS GÉOLOGIQUES

AMPLIFICATION SÉDIMENTAIRE

Depuis longtemps déjà on savait que l'amplification microsismique enregistrée variait avec les stations d'observation. On pouvait invoquer tout d'abord une mise au point plus ou moins bonne des appareils et surtout une distance plus ou moins grande du foyer de perturbation. Cette dernière raison ne saurait être retenue. Les observations de De Bilt et de Strasbourg indiquent d'ordinaire les mêmes valeurs de l'agitation, et se trouvent à des distances différentes du foyer. Les données de Kew, Uccle, de Bilt, Strasbourg, Stuttgart ne sont pas comparables comme on l'a vu précédemment.

Il y avait donc lieu de faire appel à une cause d'ordre géologique, une amplification sédimentaire particulière à chaque observatoire, amplification variable suivant la nature et l'épaisseur des couches sur lesquelles fonctionnent les séismographes.

Dans ce but, dès l'hiver 1930-1931, j'ai eu l'idée d'une station volante fonctionnant en diverses localités voisines de Strasbourg et sur des couches géologiques différentes. Je n'ai pu malheureusement opérer qu'avec une seule composante dans la direction N.-S., direction privilégiée en Alsace. Ci-dessous les résultats obtenus (5) :

Sainte-Marie-aux-Mines, sur micaschiste et gneiss :

$$\frac{\text{Amplitude Strasbourg}}{\text{Amplitude Sainte-Marie}} = 2,6$$

Saverne, sur grès vosgien, non loin des lèvres d'une faille :

$$\frac{\text{Amplitude Strasbourg}}{\text{Amplitude Saverne}} = 1,8$$

Phalsbourg, plateau lorrain, sous-sol grès vosgien :

$$\frac{\text{Amplitude Strasbourg}}{\text{Amplitude Phalsbourg}} = 1,55$$

Bouxwiller, sur un champ de fractures ; sous-sol jurassique moyen reposant sur la série complète du Lias :

$$\frac{\text{Amplitude Strasbourg}}{\text{Amplitude Bouxwiller}} = 1,25$$

On constate ainsi qu'en se rapprochant de la plaine d'Alsace, l'agitation microsismique grandit et tend à se rapprocher de celle de Strasbourg.

Un autre fait à signaler est que les rapports varient avec la période. C'est ainsi que pour Bouxwiller on a trouvé les valeurs suivantes :

Période T .	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8	8,5 et 9
Rapport $\frac{N}{W}$	1,13	1,18	1,21	1,24	1,25	1,29	1,31	1,35

A Sainte-Marie-aux-Mines les mêmes rapports varient de 2,3 à 2,7.

A Saverne, de 1,6 à 1,9.

Donc, à Strasbourg, la composante nord s'exagère à mesure que croît la période. Je ne puis invoquer, ici, un phénomène de résonance.

On vient de voir combien est modifiée la composante de l'agitation microsismique avec la nature du sol sur lequel reposent les appareils. Il n'est donc pas étonnant que le rapport $\frac{H}{V}$ varie dans les diffé-

rentes stations. Celle de Strasbourg a 135 m de gravier au-dessous d'elle, De Bilt est située sur du sable diluvien, Kew sur de l'argile superposée à un sous-sol calcaire, Uccle sur du calcaire, Stuttgart sur une épaisse couche de marne dure.

INTÉRÊT QUE PRÉSENTE LE RAPPORT $\frac{H}{V}$

J'ai particulièrement insisté sur la valeur du rapport $\frac{H}{V}$ dans différentes stations séismologiques et sur les causes qui paraissent faire varier ce rapport car il est considéré comme ayant une grande importance au point de vue géologique.

Au mois de mai 1934, A. W. Lee (6) publiait une très intéressante note dans laquelle il assimilait les ondes de l'agitation microsismique à des ondes de Rayleigh. On sait que les ondes de Rayleigh ordinaires correspondent à celles qui se propagent le long de la surface d'un solide élastique, indéfini, supposé isotrope, homogène, la perturbation étant localisée à la surface. A. W. Lee s'exprime ainsi : « Plusieurs

auteurs ont étudié la propagation des ondes de Rayleigh à travers un milieu homogène recouvert d'une couche superficielle, mais c'est seulement récemment que l'effet de la couche superficielle a été examiné en détail. Dans un mémoire antérieur j'avais constaté que le rapport $\frac{H}{V}$ n'est pas constant comme

dans le cas des ondes de Rayleigh, mais qu'il dépend de la longueur d'onde λ (kilom.), de l'épaisseur E (kilom.), de la couche superficielle et des propriétés des milieux ρ (densité), μ (module de rigidité). »

Pour des couches superficielles minces de quelques cas examinés, A. W. Lee indique que le rapport $\frac{H}{V}$ varie de 0,68 à 1,35.

T. Suzuki (7), utilisant les courbes de dispersion de K. Sezawa, a étudié la valeur du même rapport dans le cas de couches superficielles d'épaisseur variable, sensiblement de même densité, mais pour lesquelles $\frac{\mu'}{\mu}$ varie de 2 à 5. Les plus fortes valeurs

trouvées du rapport $\frac{H}{V}$ existent pour $\frac{\mu'}{\mu}=5$; ces valeurs allant de 0,6 à 1,30.

A. W. Lee ajoute : « Il était naturel de supposer que le rapport théorique aurait été grand si Sezawa et Suzuki avaient pris des différences plus grandes entre $\frac{\rho'}{\rho}$ et $\frac{\mu'}{\mu}$. » C'est ainsi que pour 1^k,6 d'argile sur le granit, $\frac{\rho'}{\rho}=1,39$, $\frac{\mu'}{\mu}=13,77$, l'auteur arrive à $\frac{H}{V}=2,68$.

Que devons-nous penser des rapports $\frac{H}{V}$ supérieurs à 3 pour Strasbourg et De Bilt ? A Strasbourg, la couche de gravier n'étant que de 135 mètres environ, la valeur $\frac{\lambda}{E}$ intervient mais l'on doit attribuer ceci

surtout aux rapports $\frac{\rho'}{\rho}$ et $\frac{\mu'}{\mu}$ qu'il nous est bien difficile de connaître. Il doit en être de même à De Bilt. D'ailleurs pour les deux stations plusieurs couches superposées peuvent exister. La variation saisonnière tient au fait que certaines composantes horizontales s'exagèrent à l'époque des fortes agitations dans certaines limites de la période, il en est de même lors des agitations anormales microsismiques.

Toutefois il subsiste le fait de la variation du rapport $\frac{H}{V}$ à des heures rapprochées, fait évident dans toutes les stations dont j'ai examiné les séismogrammes pour l'agitation des 10 et 11 février 1936.

Ajoutons que les périodes restaient sensiblement de l'ordre de 6 secondes.

Les travaux d'ordre géologique dont je viens de parler ont été seulement faits sur des rapports $\frac{H}{V}$ moyens et les résultats ne peuvent être qu'approchés.

DIRECTION DU FOYER DE PERTURBATION

Depuis longtemps déjà les séismologues se sont préoccupés de trouver une corrélation possible entre l'agitation microseismique et l'état de la mer. En 1911, au Congrès de l'Association séismologique internationale, E. van Everdingen présenta les premiers résultats d'une recherche de G. van Dijk sur une corrélation entre les mouvements microseismiques à De Bilt et les vagues marines à l'ouest de l'Europe. Chaque région troublée engendrerait des ondes de période bien définie : la Mer du Nord des ondes de 3,5 sec., la mer houleuse sur les côtes de l'Ecosse des ondes de période 5 sec., 6 sec. pour les côtes de Norvège, 7 sec. pour l'Atlantique. Ces résultats pourraient permettre, d'après l'auteur, une prévision du temps en dehors des cartes isobariques.

B. Gutenberg (9) trouve une relation entre les microseismes en Europe et l'état de la mer sur les côtes de Norvège.

E. Tams (10) indique une corrélation entre les microseismes à Hambourg et la houle sur les mêmes côtes.

Gherzi (11) montre que des cyclones situés au loin provoquent une vive agitation à Zi-Ka-Wei tandis qu'une mer houleuse sur les côtes de Chine reste inactive.

Plus récemment, S. W. Visser (12) a signalé que l'amplitude des microseismes est la plus grande dans la direction de la trajectoire de l'anticyclone. Ce fait est moins évident pour des perturbations marines peu remarquables ou par l'absence de perturbations assez importantes. Une telle idée, exposée dans des travaux ultérieurs, a une grande importance pour la prévision de la houle fort gênante dans certains ports maritimes comme je l'ai indiqué ailleurs (13).

En mars 1935 a paru un travail intéressant de A. W. Lee (14) sur la direction d'arrivée des ondes microseismiques.

Dans les trois séismogrammes correspondant à une forte agitation, tenant compte des coefficients de relaxation, on a donné, pendant 50 minutes, par exemple, un chiffre correspondant à la phase du début de la minute dans chaque composante, ces

chiffres varient de 0 à 15 et de l'un à l'autre la phase varie de $\frac{\pi}{8}$. L'auteur établit ensuite des différences

de phases entre chaque composante et construit, en degrés et différences de phases, des courbes de différences, ou des diagrammes vectoriels lui donnant des directions privilégiées en rapport avec la direction des foyers.

C'est simplement une méthode scientifique ingénieuse, mais délicate, nécessitant un personnel nombreux. Son application me paraît peu valable dans certaines stations. A Strasbourg par exemple, dans une vallée étroite d'effondrement, les résultats peuvent être faussés, on sait depuis longtemps que la position géographique d'une station, en dehors des conditions tectoniques, influe sur la prédominance de l'une ou de l'autre composante.

RETOUR AU DÉPLACEMENT DU FOYER DE PERTURBATION

Dans mon étude récente de l'agitation anormale des 10 et 11 février 1936, j'ai pu constater que les ondes correspondent à l'idée de A. W. Lee : c'est-à-dire que ce sont des ondes de Rayleigh, les trois composantes étant décalées l'une par rapport à l'autre. Ce travail a été réalisé en prenant les mêmes ondes sur les trois composantes à la même minute, à la même seconde et tenant compte des coefficients de relaxation. En particulier, dans une coupe horizontale, les phases diffèrent de 90° et les valeurs N. S. et E. W. sont de valeur différente dans leurs maxima.

Composant ces valeurs on peut remarquer que la résultante change de direction.

A Strasbourg, la composante N. S. a été prédominante, mais avec des variations.

A De Bilt la composante E. W. est la plus importante mais variable. A Uccle, la composante E. W. a été légèrement prédominante.

A Kew, au contraire, on observe une rotation le 11 février vers 4 heures du matin où les deux composantes retrouvent à peu près l'égalité. Il en est de même à Stuttgart.

Il résulte de ce qui précède que la direction des ondes n'est pas constante, la résultante change de direction. Donc le foyer se déplace.

OSCILLATIONS DU SOL CRÉÉES PAR LE VENT

On sait aujourd'hui qu'un fort vent local produit un mouvement ondulatoire du sol, dont la période est généralement très longue et peut atteindre ou

dépasser la minute. Le mécanisme de la production de ces mouvements fait probablement intervenir le frottement du vent contre le sol et ses aspérités et aussi son action sur les reliefs accentués ou sur les arbres touffus qui avoisinent la station.

Un pareil mouvement s'observe très rarement à Strasbourg où la station semble protégée par les différents bâtiments de l'Université.

Dans mes observations sur l'agitation anormale des 10 et 11 février 1936, j'ai pu grandement constater cette action sur les séismogrammes de Kew. Les longues ondulations sont surtout visibles le 10 février, de 10 h. 30 à 19 heures et le 11 février, de 10 h. 30 à 20 h. 30. Entre temps, on remarque un calme presque absolu qui peut être attribué au passage du centre de la dépression dans les environs. On sait qu'à l'intérieur d'une forte baisse barométrique les vents peuvent se calmer; tandis qu'ils sont tempétueux sur les bords. Le maximum mesuré existe le 11 février, vers 11 h. 40. A ce moment la double amplitude du mouvement du sol atteint près de 200 μ , c'est-à-dire 2/10 de millimètre.

Je signale ici de telles perturbations d'ordre naturel parce qu'elles peuvent être fort gênantes dans l'étude, soit du mouvement microséismique ordinaire, soit des véritables séismes eux-mêmes.

Le travail que je présente ici en abrégé montre combien sont délicates les données de la séismologie, mais il donne une idée du vaste champ de recherches que les géophysiciens peuvent exploiter avec le temps, le personnel et les instruments appropriés.

La science séismologique instrumentale est devenue d'abord un précieux auxiliaire pour la géographie, son rêve a été ensuite de découvrir la constitution intime du globe terrestre, les surfaces de discontinuités, la nature du noyau central, et voilà qu'elle vient maintenant au secours des géologues, qu'elle s'occupe de la solidité des ponts, des constructions, des pernicious effets de violentes explosions auprès des bâtiments, du choix des terrains à bâtir, des accélérations produites par la circulation et le mécanisme industriel, de la surveillance de l'activité volcanique, de la prospection, de la météorologie, et particulièrement de la prévision de la houle, etc. Espérons qu'elle s'ouvrira encore des horizons nouveaux confirmant l'idée qu'il n'existe pas des sciences, mais une seule science.

BIBLIOGRAPHIE

1. A. W. LEE, *Etude des perturbations microséismiques enregistrées pendant le mois de janvier 1930.*

(Lisbonne, 1933, Congrès de l'Union Géodésique et Géoph. Internationale. Association de séismologie, Lisbonne, 1933.)

2. WHIPPLE-LEE, *Notes on the theory of microseisms* M. N. R. A. S. « Geoph. supp. », vol. 3, n° 8, décembre 1935.
3. F. SAVERIO ZANON, *I cicloni dell'Atlantico settentrionale e i microsismi a Venezia*. « Bolletino della societa sismologica italiana », vol. XXXIV, fasc. 1.2 et 3.4, 1936.
4. J. LACOSTE, *Observations sur le mouvement microséismique à Strasbourg. Etude d'une agitation anormale*. Publications du Bureau Central séismologique de Strasbourg, série A., n° 10.
5. J. LACOSTE, *Observations faites avec une station séismologique volante*. « Annuaire de l'Institut Physique du Globe de Strasbourg », 2^e partie séismologie. Années 1930-1931-1933-1934.
6. A. W. LEE M. Sc. D. I. C., *Further investigations of the effect of geological structure upon microseismic disturbance*. *Monthly Notices of R. A. S.* « Geophysical supplement », 1934, May.
7. T. SUZUKI, *Bull. Earthquake Research Institute*. Tokyo II. 187-195, 1933 June.
8. *Comptes rendus des séances A. I. S.* 18-21 juillet 1911 (Manchester), p. 28.
9. B. GUTENBERG, *Die seismische Bodenunruhe*. « Handbuch Geoph. », IV, 264-298.
10. E. TAMS, *Zs. f. Geoph.* 9, 1933, pp. 295-300.
11. E. GHERZI, *Notes de séismologie*. Obs. de Zi-Ka-Wei. 5-1924-8-1926.
12. S. W. VISSER, *On the relation between microseisms and depressions in Western-Europe and on the Ocean*. Koninklijke Akademie von Wetenschappen the Amsterdam. Reprint from Proceedings, vol. XXXVII, n° 10, 1934.
13. J. LACOSTE, *Le mouvement microséismique aux colonies*. « Annales de Physique du Globe de la France d'outre-mer », avril 1935, Larose éditeur, Paris Ve.
14. A. W. LEE, *On the Direction of Approach of Microseismic Waves*. Reprinted from Proceedings of the Royal Society of London. Series A., n° 866, vol. 149, mars 1935.

J. LACOSTE,

Professeur à la Faculté des Sciences de Strasbourg.

Note sur les tremblements de terre observés en Indochine depuis la fin de l'année 1924

Une station sismologique a été installée à Phu-liên à la fin de l'année 1924. Depuis lors, elle a fonctionné presque sans autres interruptions que celles nécessitées par l'entretien des appareils. Plus de 2.500 tremblements d'intensité et de nature très diverses ont été enregistrés. La dureté du sol (quartzite), l'absence d'agitation microsismique en dehors des cas de typhon ou de forte mousson d'hiver, c'est-à-dire la majeure partie du temps, contribuent en grande partie à la qualité de beaucoup d'enregistrements. Les différentes phases des séismes de quelque importance ou rapprochés apparaissent, en général, nettement. De ce fait, les conclusions tirées de l'examen des sismogrammes, en ce qui concerne tout au moins la distance des épicentres, présente un grand degré d'exactitude. La station sismologique de Phu-liên est ainsi en mesure d'apporter une aide précieuse à la détermination des épicentres des séismes d'Extrême-Orient, en particulier, de ceux qui se produisent dans le sud-ouest de la Chine et la Haute-Birmanie, régions où ils sont fréquents.

Quant aux tremblements de terre ayant lieu en Indochine, des observations sismographiques sérieusement poursuivies pendant 11 ans semblent bien venir à l'appui de l'opinion de F. Montessus de Ballore qui range ce pays dans les régions de faible sismicité. Durant cette période, en effet, il s'est produit en Indochine 12 tremblements de terre seulement, à la fois nettement ressentis en Indochine, à distance variable du foyer et enregistrés à la station sismologique de Phu-liên. Celle-ci a enregistré en outre un grand nombre (une dizaine par an en moyenne) de tremblements à distance épicentrale inférieure à 1.500 kilomètres et dont quelques-uns au moins ont dû avoir lieu en Indochine. On ne peut fixer la proportion de ces derniers. En effet, faute d'avoir été ressentis et faute d'enregistrement ou d'enregistrement net par les autres observatoires trop éloignés, il n'est pas possible de situer ces phénomènes, moins importants, il est vrai, que les premiers cités. Inversement, quelques secousses, auxquelles ne correspondent aucun enregistrement à Phu-liên, ont été ressenties dans le nord du Laos et dans le Haut-Tonkin. Si l'on ajoute foi aux relations des témoins, on se trouve devant une contradiction. Comment l'expli-

quer ? Dans le premier cas, on peut supposer que l'énergie mise en jeu au foyer d'ébranlement à une assez grande profondeur, n'est pas suffisante pour être ressentie ou qu'alors la zone épicentrale se trouve dans une région déserte. Dans l'autre cas, les phénomènes seraient superficiels et peu puissants, ce qui expliquerait que leurs effets soient limités à une zone très restreinte.

En fin de compte, seuls peuvent apporter une aide aux géologues les premiers séismes mentionnés dans cette note, séismes assez intenses et dont il a été possible, grâce aux enregistrements d'autres observatoires et aux relations des témoins, de déterminer la position de l'épicentre avec une précision satisfaisante.

Dans le tableau de la page 14 sont classés, par ordre chronologique, ces tremblements de terre et leurs répliques probables. Celui du 1^{er} avril 1936 a été porté, bien que son épicentre fût situé en dehors de l'Indochine. C'est, en effet, avec celui du 1^{er} novembre 1935, le tremblement de terre proche le plus violent enregistré à Phu-liên. Ces deux phénomènes furent comparables en ce qui concerne la distance du foyer (entre 300 et 400 kilomètres), la violence (celui du Kouang-Toung semble toutefois avoir été plus sévère au voisinage de l'épicentre), l'importance et l'allure des enregistrements. Je reviendrai, plus loin, sur l'étude de ceux-ci.

Le tremblement de terre du 1^{er} novembre 1935 a surpris par sa violence. Depuis de longues années, il n'en avait pas été ressenti de pareil en Indochine. Peut-être, y en a-t-il eu de comparable autrefois. Les *Annales annamites* mentionnent 48 séismes du XI^e au XVIII^e siècle. La consultation de ces documents n'a pu être faite, faute de temps. Elle sortirait d'ailleurs du cadre de cette étude. Nous savons seulement qu'aucun des phénomènes signalés n'a eu lieu en Annam. C'est la chose à retenir comme on le verra plus loin.

TREMBLEMENT DE TERRE DU 1^{er} NOVEMBRE 1935

D'après les indications des sismogrammes seuls, on situait l'épicentre à 380 kilomètres environ dans une direction comprise entre l'Ouest et l'Ouest-Nord-

Ouest, c'est-à-dire dans la région de Dien-Bien-Phu. Les renseignements reçus par la suite ont justifié cette interprétation. Ils ont également permis de dresser la carte des isoséistes de la page 13.

La forme des courbes d'effets moyens et faibles (à partir du chiffre 4 de l'échelle internationale) est assez tourmentée. Sans doute, faut-il faire la part de l'imagination — excessive chez beaucoup sous les tropiques — dans cette inégalité de répartition. Il n'en reste pas moins que l'allure générale des isoséistes révèle une action du phénomène relativement et nettement plus forte dans les deux secteurs, entre Nord-Est et Est-Nord-Est et entre Est-Sud-Est et Sud-Sud-Est.

Il est naturel de chercher le degré de liaison de cette particularité et de la structure des terrains dans les régions les plus touchées. Si l'on s'en tient à la zone limitée par la courbe d'intensité 6 de l'échelle internationale, on voit que cette zone d'axe longitudinal de direction entre Est-Sud-Est et Sud-Est, passant par Son-la et Thanh-hoa, est grossièrement jalonnée par des roches basiques (péridotites) contemporaines du début du carbonifère, par conséquent profondes, indiquant que *les plissements tertiaires qui, selon J. Fromaget, sont à la base de l'hydrographie et du relief actuels de l'Indochine* (1), ont dû être particulièrement importante le long de cette ligne (p. 13).

Or, il a été prouvé que ces régions de plissement sont toujours le siège de mouvements orogéniques (2). Il est donc raisonnable de considérer que le tremblement de terre du 1^{er} novembre, dont la zone d'effets importants est, comme on l'a vu plus haut, d'une forme et d'une disposition géographique apparemment fonction de celles de plissements particulièrement puissants, est une des manifestations les plus violentes de cette activité orogénique, *tout comme le furent dans une autre partie de la contrée les séismes du Yunnan en 1909 et l'éruption sous-marine de l'île des Cendres en 1923* (2).

Quelques mots maintenant de l'action du phénomène sur les choses et les gens. Le centre de Dien-Bien-Phu a été sérieusement touché. Tous les murs des maisons ont été généralement lézardés du haut en bas, des colonnes ont été disjointes des toitures ou des murs qu'elles soutenaient. Aux environs, se sont formées des crevasses d'importance variable (les plus importantes ont 50 mètres de longueur et

0^m,20 de largeur). De l'une d'elles, s'est épanchée de l'eau à odeur sulfureuse et du sable.

A Son-la, les bâtiments ont été endommagés à peu près comme à Dien-Bien-Phu. Mais aucune crevasse n'a été signalée.

A Lai-châu, le phénomène a été fortement ressenti mais quelques rares bâtiments seulement ont été endommagés.

A Hôï-xuân, éloigné pourtant de plus de 200 kilomètres de la région épicertrale, des murs ont été lézardés, certains d'entre-eux se sont disjointes d'avec le plafond.

Ailleurs, il n'y a pas eu de dégâts, le phénomène a été ressenti vers l'Est et le Sud, dans un rayon de 400 kilomètres environ, en particulier dans tout le Tonkin, excepté le 1^{er} territoire militaire (territoire de Monçay), la province de Quang-yên et quelques zones de peu d'étendue du delta.

AUTRES TREMBLEMENTS DE TERRE ENREGISTRÉS ET RESSENTIS EN INDOCHINE

Plusieurs ont été enregistrés très forts à Phu-liên. Mais aucun n'a approché, en force et en étendue, de celui du 1^{er} novembre 1935. Le 13 mai 1935, des fentes se sont bien produites et des pagodes ont bien été détruites aux environs de Luang-Prabang, mais les édifices de ce centre n'ont subi aucun dommage et le phénomène n'a pas été, à notre connaissance, ressenti au-delà de 200 kilomètres environ. Les effets connus des autres tremblements de terre n'ont pas, ou très peu, dépassé le degré correspondant à l'ébranlement des objets mobiles. Quant aux zones de perception par les personnes, elles ont été généralement restreintes (aux alentours de 200 kilomètres de rayon).

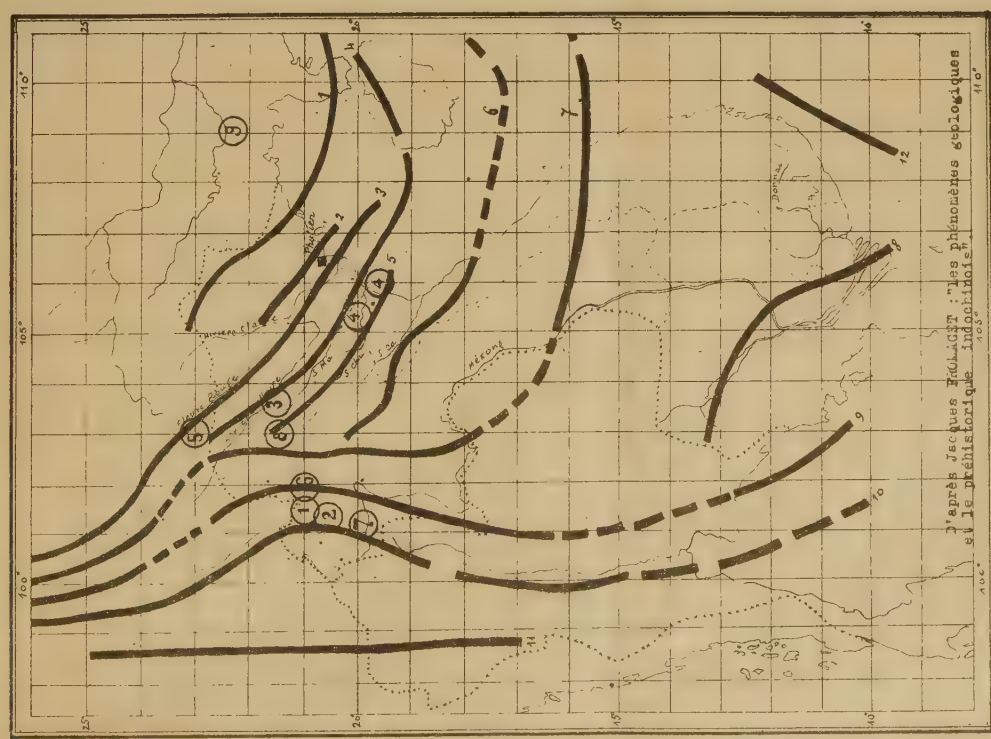
Un fait frappe : la répartition des épicentres (p. 13). Sur 12, 9 se trouvent dans le Haut-Laos et au voisinage, précisément dans une région où les plissements déjà mentionnés sont assez resserrés et où, par conséquent, il est normal que l'activité orogénique se manifeste avec une fréquence relativement grande, très probablement, entre autres phénomènes, par les séismes en question. Une relation est également très probable entre les secousses, d'ailleurs peu violentes qui se sont produites le 16 octobre 1930 dans l'extrême Nord-Annam et l'existence du synclinal du Song-Chu (3).

En terminant, il convient de dire les services pré-

(1) Jacques FROMAGET, *Les phénomènes géologiques récents et le préhistorique indochinois*. Communication faite au I^{er} Congrès des Préhistoriens d'Extrême-Orient.

(2) Jacques FROMAGET, *loc. cit.*

(3) Ce fleuve prend sa source dans la chaîne annamitique, dans la région de Sam-Neua et se jette dans la mer à la hauteur de Thanh-hoa.



- LEGÈDE**
- Placements Terrestres**
- a) Failles
1. Faille de Cao Bang loc Binh; -
 2. du Song Chay; - 3. du Fleuve Sa-
lon; - 4. de la Rivière Sa-
lon; - 5. de la Rivière Sa-
lon; - 6. de la Rivière Sa-
lon; - 7. de la Rivière Sa-
lon; - 8. de la Rivière Sa-
lon; - 9. de la Rivière Sa-
lon; - 10. de la Rivière Sa-
lon; - 11. de la Rivière Sa-
lon; - 12. de la Rivière Sa-
lon.
- b) Synclinaux
1. de la Rivière Noire et d'Hai-
nui; - 2. du Song Chu; - 3. du Song Chu;
4. du Song Chu; - 5. du Song Chu;
6. du Song Chu; - 7. du Song Chu;
8. du Song Chu; - 9. du Song Chu;
10. du Song Chu; - 11. du Song Chu;
12. du Song Chu.



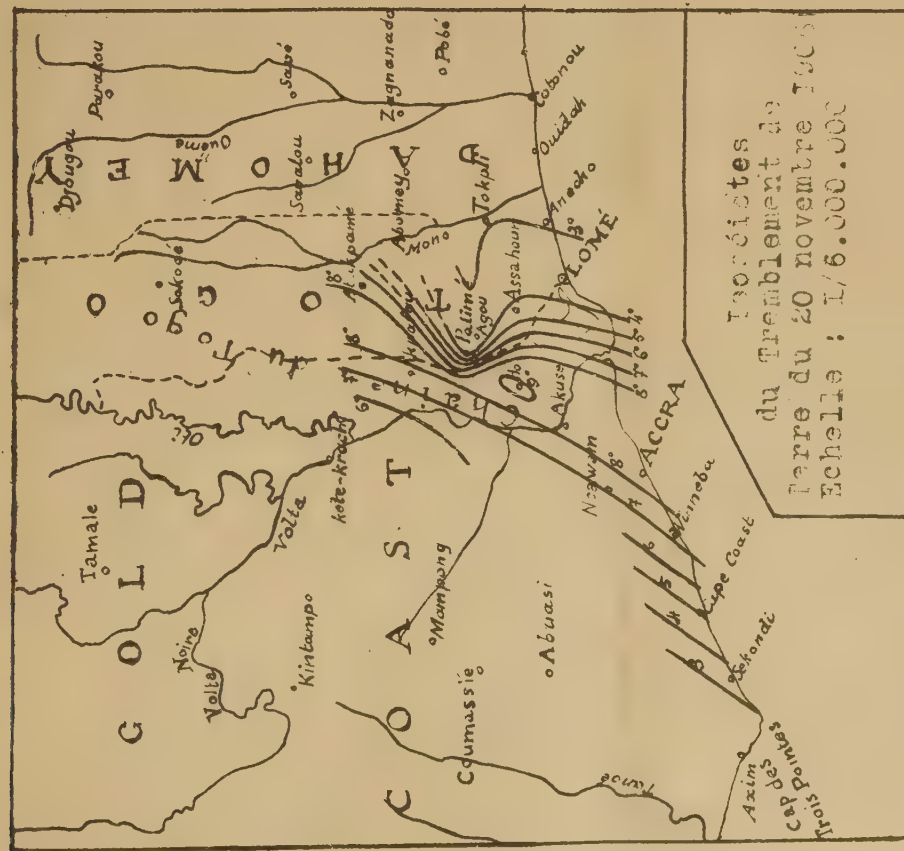
ISOSEISMES DU TREMBLEMENT DE TERRE
du 1er Avril 1936
Chiffres de l'Echelle Internationale

M. R O B E R T

14

LISTE DES TREMBLEMENTS DE TERRE ENREGISTRES ET RESENTIS EN INDOCHINE DEPUIS LA FIN DE L'ANNEE 1924

DATES	EPICENTRES		EFFETS PRODUITS
	Distance en Km.	Position	
22 décembre 1925	550	21° N 101° 30' E	Res senti à Ban-Houei-Sai, Phong-Saly, Luang-Prabang.
23 décembre 1925	550	- d° -	Incontestablement réplique du précédent, ressenti faiblement à Phong-Saly et à Luang-Prabang.
29 mars 1926	550 environ	20° 30' N 102° E	Res senti à Ban-Houei-Sai.
22 février 1927	300 environ	21° 30' N 103° 30' E	Res senti à Lai-châu.
16 octobre 1930	160	20° N 105° 30' E	Res senti à Phat-diêm, Hôï-xuân.
16 octobre 1930	170	19° 30' N 106° E	Res senti à Phat-diêm, Nhu-xuân et dans un village à 60 Km au Sud de Thanh-hoa.
12 janvier 1934	470	35° N 103° E	Res senti à Lai-châu.
12 février 1934	500	21° N 102° E	Res senti à Vieng-Poukha, Muong-Sing.
13 mai 1935	580	20° N 101° 30' E	Destructeur dans la région de Muong-Ngheun - intensité 7 à 9 (échelle internationale), ressenti à Luang-Prabang et Paklay.
1 ^{er} novembre 1935	350	21° 30' N 103° E	Destructeur dans la région de Dien-Bien-Phu, Son-la. Res senti dans presque tout le Tonkin et dans le Nord-Annam.
1 ^{er} novembre 1935	390	- d° -	Incontestablement réplique du précédent. Perçu par un petit nombre d'observateurs seulement.
1 ^{er} avril 1936	350 environ	22° 30' N 109° 30' E	Destructeur dans la région de Ling-Cham (170 Km environ au Nord-Ouest de Port-David), province du Kouang-Toung, 80 morts(?). Portement ressenti au Kouang-Si, - intensité 4 à 5 (échelle internationale). Res senti dans l'Est du Tonkin.



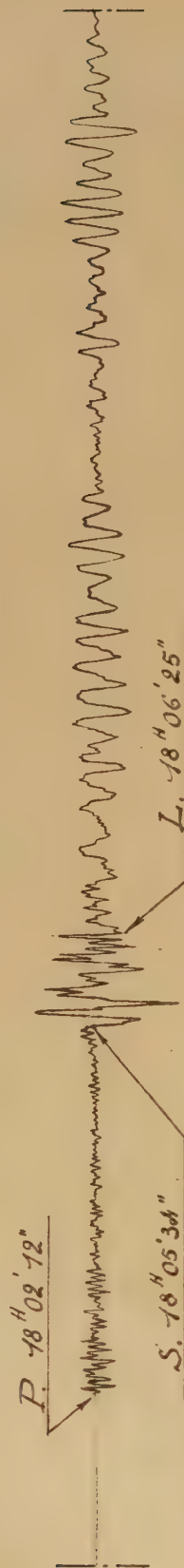
Légende de la carte géologique

- Pléistocène et Actuel - Dépôts marins
Alluvions, Dunes
- TERTIAIRE - EOCENE
- GRES SILICEUX HORIZONTAUX
- ROCHES ERUPTIVES ANCIENNES
- Série Granite - Syénite et types microclitiques associés
- Série Diorite - Gabbro-Péridotite et types microclitiques associés

- Série des ROCHES SÉDIMENTAIRES MÉTAMORPHISÉES
- Gambrien
- Algonkien
- ARCHEEN - Orthogneiss, Paragneiss, etc.
- Quartzites
- Brèches
- Schistes
- Arkoses et Conglomérats

TOGO-GOLD COAST

Seisme du 19 mai 1933 - Epicentre $1^{\circ}5'S \times 11^{\circ}W$.



Seismogramme NS.



FROLOW : UNE RECONNAISSANCE DU REGIME DE L'EUPHRATE

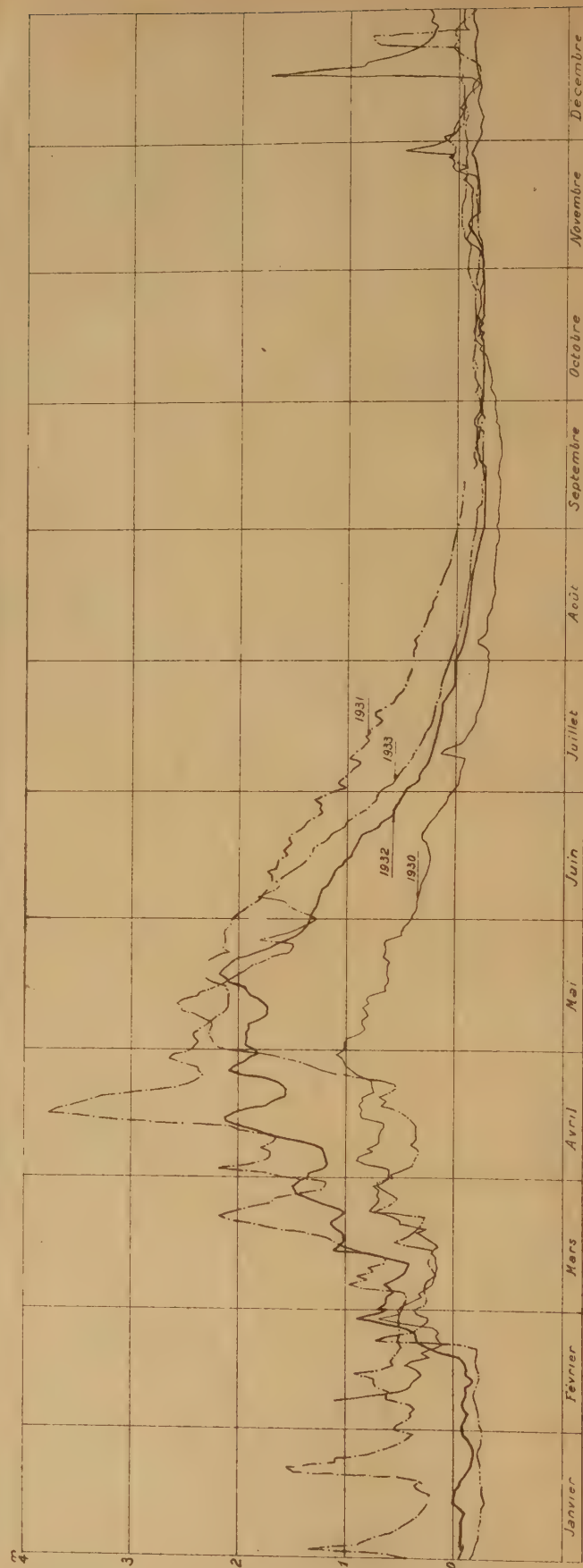


Fig 1 : L'Euphrate à Mésène (Niveau)

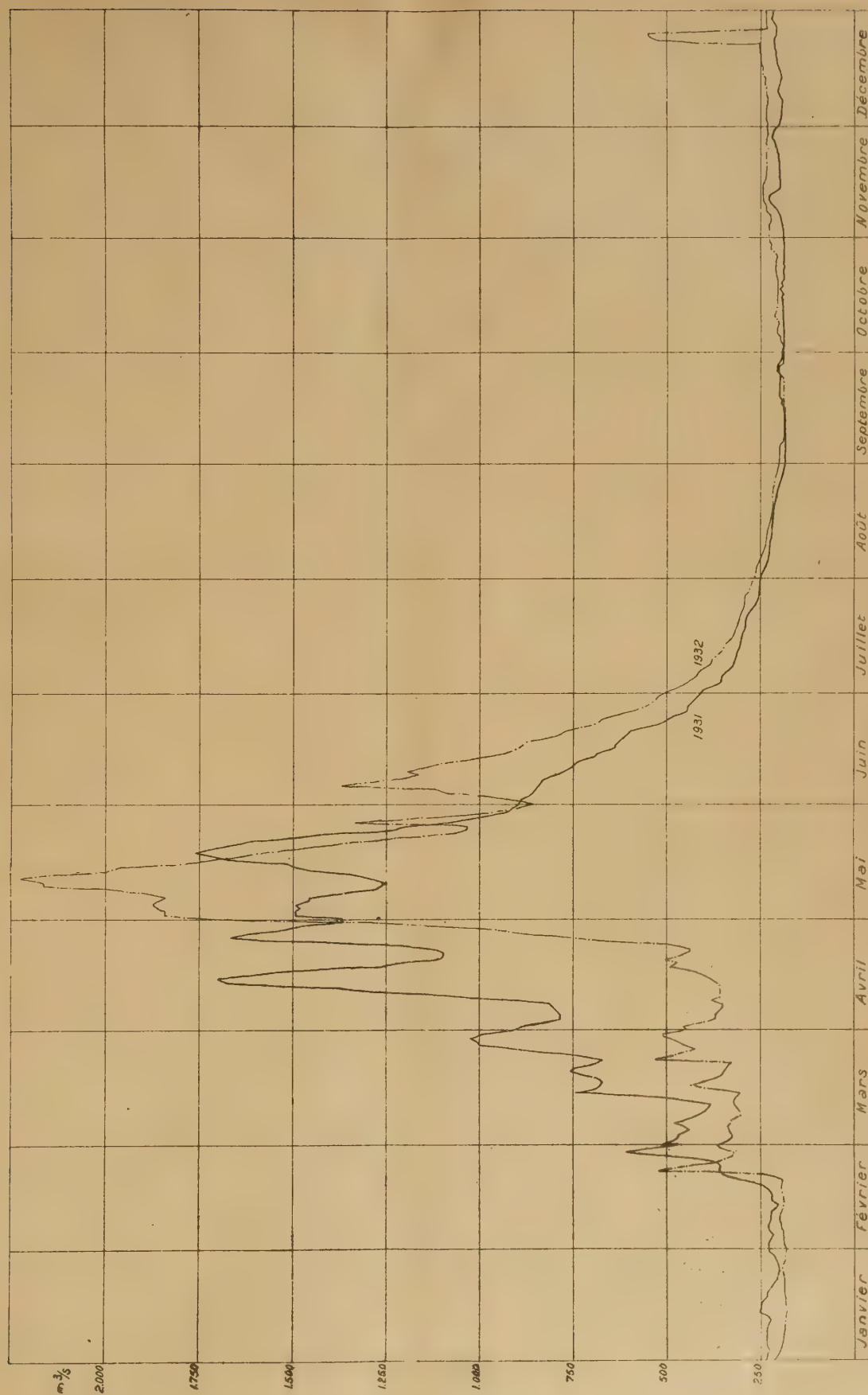


Fig 2: L'Euphrate à Meskene (Débits)

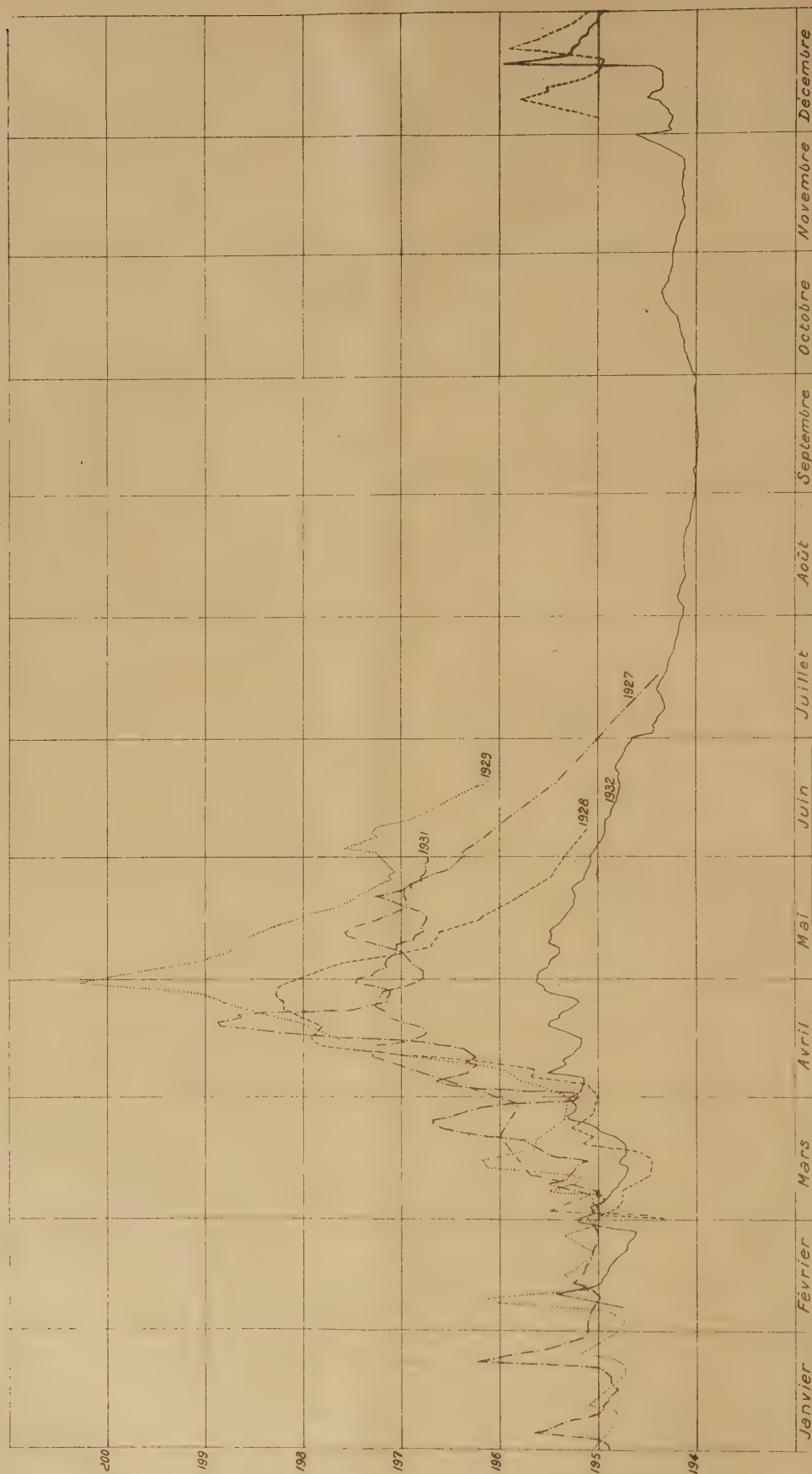
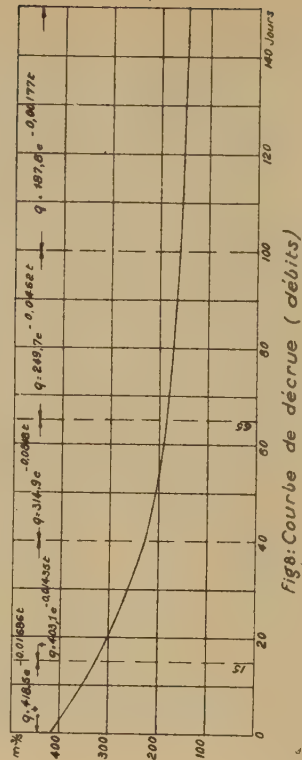
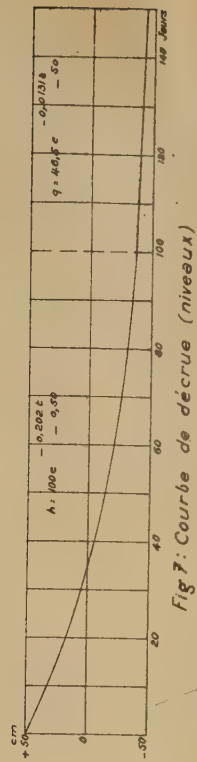
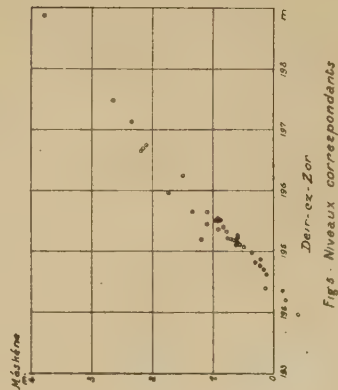
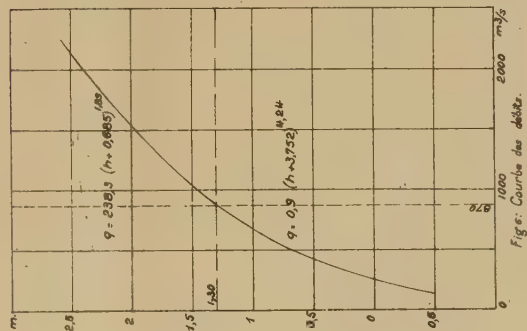
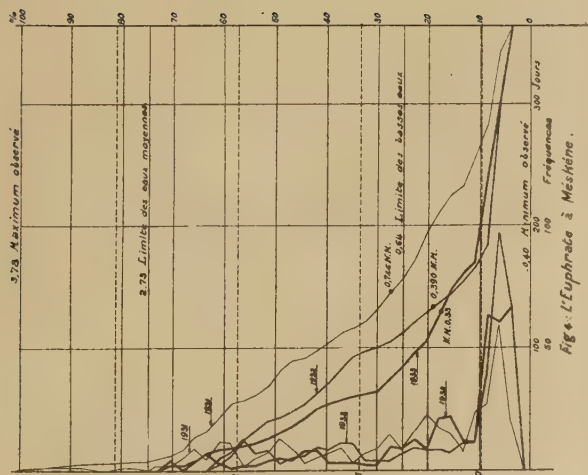


Fig. 3. L'Euphrate à Deir - ez - Zor (Niveaux)

F R O L O W

UNE RECONNAISSANCE DU REGIME DE L'EUPHRATE



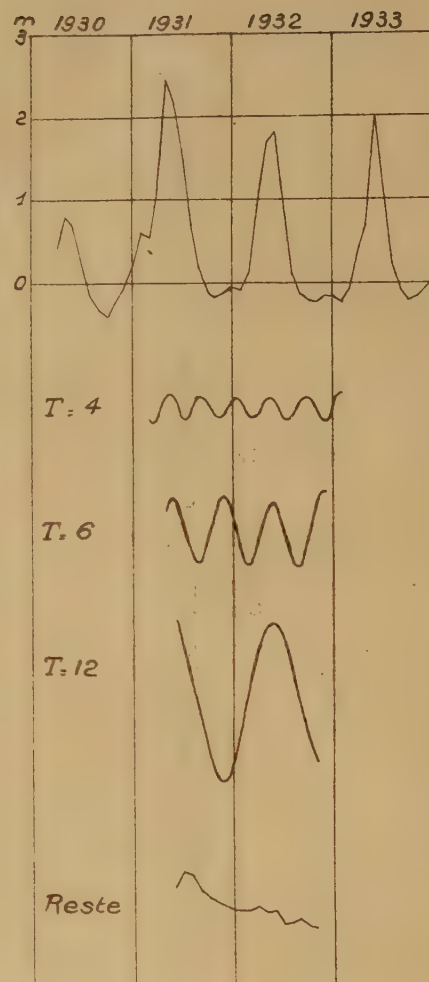
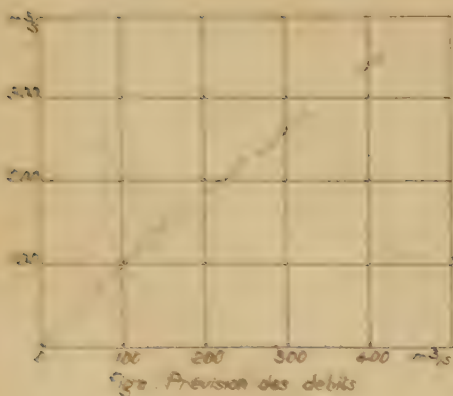
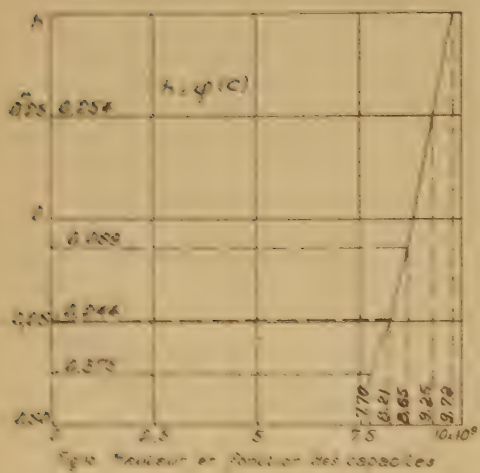
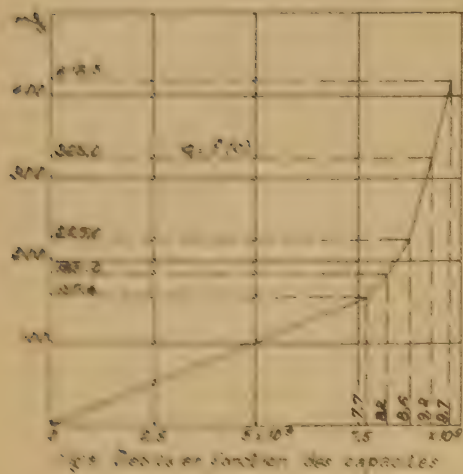
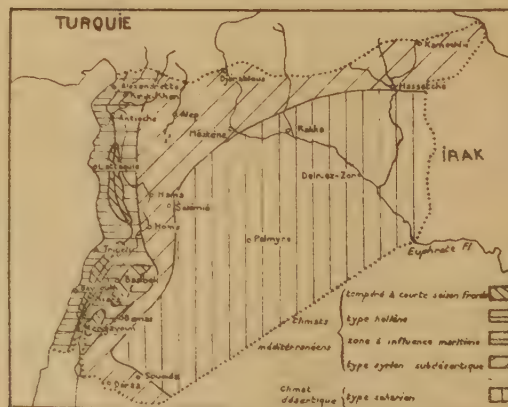


Fig. 12: Analyse Labroustienne.



cieux rendus par les tables de Mohorovicic, dans l'étude séismographique des tremblements de terre proches en Indochine. Grâce à elles, il a été possible de préciser la distance de plusieurs des séismes dont il est question dans cette étude et de bon nombre d'autres.

A cet égard, les enregistrements des tremblements de terre du 1^{er} novembre 1935 et du 1^{er} avril 1936 méritent une mention particulière. Les phases P_n et $\bar{P}$ y apparaissent avec une netteté et une amplitude remarquable.

Les distances correspondant aux heures d'arrivée de ces phases en supposant l'hypocentre à 25 kilomètres de profondeur, sont respectivement de 380 et 390 kilomètres. La première est bien celle du centre

de la zone des gros dégâts. La deuxième serait approchée à une trentaine de kilomètres par excès si les renseignements reçus sur les dommages causés sont exacts : l'hypocentre serait alors un peu plus profond.

L'utilisation de ces phases initiales est donc susceptible de conduire à des résultats sinon parfaits du moins satisfaisants en première analyse. Et cette méthode est d'autant plus intéressante que l'origine des $\bar{S}$ risque de ne pas apparaître toujours nettement, comme c'est le cas pour les deux enregistrements considérés.

Michel ROBERT,

*Ingénieur-météorologiste des Colonies,
Phu-Liên (Indochine).*

Séismicité de la région méridionale des montagnes du Togo et de la Gold Coast

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET CONSTITUTION DU SOL

La région séismique dont il est question ci-après se limite sensiblement au Nord, tant au Togo qu'en Gold Coast, à la hauteur du 8^e parallèle Nord, elle s'étend ensuite vers le Sud en suivant la montagne frontière entre les deux territoires ainsi qu'une autre chaîne située en Gold Coast, orientée N.-W.-S.-E., N.-E.-S.-E., pour arriver vers la mer à Accra où elle doit se prolonger et probablement se rattacher en direction des rochers de l'Ascension, de Saint-Paul et de Sainte-Hélène, à la zone de grande séismicité dont l'intérêt a déjà été signalé par MM. Hubert et Rothé (1).

L'altitude moyenne de la chaîne de montagnes du Togo est de 500 à 600 mètres sauf dans les régions de Koumé, Daye, Est Akposso, Tomito, Adélé où elle monte jusqu'à environ 800 mètres, à Agou point culminant, elle atteint 1.025 mètres.

Au point de vue géologique (2), la chaîne de montagne du Togo, laquelle prend naissance un peu au

nord d'Accra, se compose, en grande partie, de couches métamorphiques anciennes renfermant des schistes micacés ou talqueux, des schistes amphibolitiques, des quartzites, des itacolumites, des itabirites.

A l'Ouest, la chaîne est bordée par la formation dite de la plaine de l'Oti composée de grès siliceux, d'argiles schisteuses et de sable. A l'Est, on rencontre quelques roches éruptives anciennes de la série des granites et diorites (Palimé) ainsi que des gneiss amphibolites (Agou). Plus au Sud, c'est la grande formation dite des schistes cristallins composée de para et orthogneiss, schistes micacés, quartzites cipolins et dolomies. Entre Korofidua (un peu au nord d'Accra), Mampong et Coumassie en Gold Coast se trouve un massif schisteux. Enfin la région côtière ou sédimentaire avec ses dépôts de sable, graviers, terre de barre, grès (Pléistocène) repose sur le socle cristallin décrit ci-dessus.

HISTORIQUE

Le premier tremblement de terre noté, remonte au XVII^e siècle. Dans son histoire de l'Ouest africain, M^{me} Marie Kingslay raconte que, au cours de la journée du 18 décembre 1636, alors qu'il faisait une chaleur terrible semblable à celle qui précède les tornades, un grand nombre d'esclaves travaillaient

(1) H. HUBERT, *Un programme d'études pour la station séismologique de Dakar*. « Bulletin du Comité d'études historiques et scientifiques de l'Afrique Occidentale Française », p. 353, Paris, 1924.

E. ROTHÉ, *Le tremblement de terre*, page 215, Paris, 1925.

(2) Voir la carte de la page 15, d'après la carte géologique de l'A. O. F. et territoires voisins par H. Hubert, in *Atlas des Colonies françaises*, Afrique Occidentale Française.

aux mines d'or des montagnes d'Ahoassi, probablement Abuasi (6°12' N., 1°41' W. Gr.) un peu au sud de Koumassie, en Gold Coast.

Vers 14 heures, suivant le compte rendu, l'ingénieur chef de la mine, alors que ce dernier se trouvait debout avec plusieurs autres personnes au bord d'un puits récemment creusé, une première secousse se fit sentir, elle sema la panique parmi les esclaves. Dès que l'émotion due à cette première secousse se fut un peu calmée, les autorités et soldats alors présents pensèrent que c'était fini et reprirent leurs occupations, c'est alors qu'une deuxième secousse, très forte, ébranla la montagne et enleva la terre nouvellement remuée au-dessous des pieds de tous ces gens; beaucoup d'entre eux furent entraînés ou tombèrent dans les puits où ils périrent enterrés vivants.

Par la suite, au cours du XVIII^e et début du XIX^e, les quelques rares écrits que j'ai pu trouver concernant cette époque ne mentionnent aucun séisme.

En 1862, séisme important à Accra où la ville fut presque entièrement détruite, les premières secousses furent très fortes et causèrent des dégâts considérables en peu de temps, d'autant plus que la résistance des habitations d'alors était de beaucoup inférieure à celle des constructions d'aujourd'hui. La plus forte intensité dura de 5 à 6 heures du matin.

Ce tremblement a été également ressenti dans plusieurs localités environnantes telles que : Agotimé, Botoé. A Kewe, le tremblement a duré de 6 heures à 8 heures du matin, des arbres furent déracinés, l'eau sauta en dehors des cuves. A Agomé-Sewa, le tremblement dura 5 minutes et les eaux du fleuve Mono baissèrent beaucoup. A la Mission de Tové ainsi que dans les environs, le tremblement a été également ressenti, il y eut plusieurs chutes d'arbres. A Gounkovié, le tremblement a duré de 9 heures à 15 heures, les eaux des jarres et marmites sautèrent à une très grande hauteur, des arbres se déracinèrent et *la mer se retira à une distance d'environ 80 mètres de la plage*, ce qui, pour cette partie de la côte, représente un mouvement assez important, étant donné que la portion du rivage battue par le flux et le reflux ne dépasse pas au maximum 20 mètres, il semble donc que le tremblement ait été accompagné d'un petit raz de marée; nous retrouverons d'ailleurs la même répercussion sur le mouvement de la mer dans l'étude de quelques autres séismes. Certains de ces raz de marée ont même été désastreux, tel que celui du 11 mai 1911 qui détruisit le wharf de Lomé.

Sur terre, il semble qu'au point de vue de l'inten-

sité de ce séisme, le 11^e degré de l'échelle internationale ait été atteint à Accra où l'on peut situer l'épicentre, le 10^e degré sur toute la région côtière togolaise allant jusqu'aux environs d'Anécho. Vers le Nord, et principalement dans les monts du Togo, les quelques rares renseignements recueillis indiquent une diminution progressive des effets du tremblement sans que toutefois il soit possible d'en indiquer les degrés, il faut attendre l'année 1906 où un nouveau séisme eut lieu sensiblement à la même place et dans les mêmes conditions pour avoir une idée plus nette de la répercussion des séismes dans la région.

Le 20 novembre 1906, vers 21 heures, une forte secousse, semblable en intensité à celle du début du séisme de 1862, mais de plus courte durée, ébranla à nouveau la ville d'Accra, elle dura environ une trentaine de secondes. Une vingtaine de minutes après survint une deuxième secousse également forte mais un peu plus faible que la première. Vers 22 heures, une troisième secousse, beaucoup moins forte que les deux premières, se fit également sentir ainsi qu'une quatrième vers minuit trente. A 4 heures du matin, le 21, leur nombre était de 12, en tout il y en fut compté 15 jusqu'au 22.

Par la suite, d'autres secousses furent également observées notamment le 25 novembre, ainsi qu'une autre le 9 décembre, vers 3 h. 36 du matin. Dans la ville d'Accra il y eut une véritable panique, toutes les maisons construites en maçonnerie ont été endommagées et les murs très fortement lézardés, dans plusieurs immeubles des objets assez lourds furent projetés sur le sol, des bibliothèques et autres meubles déplacés. Dans la campagne environnante les arbres furent secoués.

En mer, l'amplitude de la houle fut sensiblement plus forte que celle des jours ordinaires, on remarqua également à la surface de la mer l'apparition d'un certain nombre de lamelles anormales assez peu élevées mais nettement visibles, des envahissements du littoral de quelques dizaines de mètres eurent lieu sans toutefois causer de dégâts.

D'après le D^r Koert, géologue, il semble que la plus grande intensité du tremblement ait été ressentie à Ho situé à environ 138 kilomètres au nord-est d'Accra où la première secousse dura 30 secondes, la deuxième 45 secondes, elles furent toutes deux très fortes et occasionnèrent d'importants dégâts aux constructions du Gouvernement, lesquelles durent être évacuées. Les deux premières secousses furent également sensibles à Winneba ainsi qu'à Dodowa, Nsawam, Kpong et Akuse. A Akpafou, les premières secousses semèrent également l'épouvante parmi la

population du fait que l'ébranlement de quelques immeubles où d'assez fortes crevasses apparurent dans les murs notamment à l'école et à la mission.

A Atakpamé, de nombreuses secousses se succédèrent avec plus ou moins d'intensité pendant environ 25 minutes, le tremblement fut accompagné d'un bruit semblable à celui du passage sur une voie proche d'un gros camion ou wagon lancé à toute vitesse. Certaines habitations d'importance moyenne durent être évacuées par crainte d'effondrement.

A Palimé et à Misahoé, la première secousse d'une durée de 15 secondes fut assez nettement perçue, les portes de la mission de Palimé se déplacèrent d'une distance évaluée approximativement à la largeur d'une main. Une deuxième secousse un peu moins forte que la première survint 21 minutes 1/2 après la première. Le tremblement a surtout été ressenti au N.-W et au S.-E de Palimé, en direction de Misahoé et Agou.

A Assahoun, la première secousse fut assez sensible, les maisons ébranlées et certains objets mobiles déplacés.

A Lomé, une première secousse eut lieu vers 21 h. 15 avec une durée de 5 secondes, une seconde secousse également ressentie 21 minutes après la première fut légère et de courte durée, les maisons tremblèrent, les verres et les assiettes furent secoués dans les armoires, le tremblement fut accompagné d'un bruit comparable à celui occasionné par le roulement de grands tonneaux ou le grondement lointain du tonnerre.

A Secondi, situé à environ 175 kilomètres à l'W.-S.-W. d'Accra, l'intensité a été sensiblement identique à celle de Lomé.

A Tokpli, la première secousse quoique moins forte que celle de Lomé, occasionna les mêmes effets, la deuxième secousse ne fut pas perçue.

A Anécho, le tremblement ne fut constaté que par un petit nombre de personnes.

Dans les autres principaux centres du territoire du Togo, tels que Sokodé, Bassari, Mango ainsi qu'à Kete-Kratchi en Gold Coast, aucune secousse n'a eu lieu.

Après avoir groupé les renseignements dignes d'intérêt et utilisé l'échelle internationale des intensités, je me suis efforcé de tracer aussi bien que possible un certain nombre d'isoséistes avec épicentre situé aux environs de Ho (p. 15). La répartition des courbes montre une diminution progressive très nette de l'intensité d'une part entre Ho et Secondi en Gold Coast et d'autre part entre Ho et Anécho, Tokpli au Togo.

En résumé, il résulte de l'ensemble des renseigne-

ments recueillis que le tremblement de terre s'est surtout fait sentir dans la partie montagneuse de la région depuis Atakpamé jusqu'à Accra situé dans le prolongement sud du massif togolais, il se peut que des secousses aient été ressenties au nord d'Akpafou et Atakpamé dans les régions de l'Akposso et de l'Adelé, malheureusement le manque de renseignements sur ces contrées alors peu pénétrées n'a pas permis de connaître la propagation des ondes ainsi que leur répercussion à la surface du sol; mêmes constatations pour le secteur située en mer, au sud d'Accra.

AGITATION ACTUELLE

Depuis mon arrivée au Togo, en mai 1932, la séismicité de la région n'a pas été très forte; seules quelques secousses sismiques de plus ou moins d'importance telles que celles d'octobre 1930 où une petite agitation fut perçue entre Agou et Palimé, avec toutefois une intensité un peu plus marquée vers la montagne d'Agou.

En janvier 1933, une secousse assez forte mais localisée dans le secteur Palimé-Misahoé, a réveillé quelques habitants en faisant vibrer la vaisselle et quelques cadres accrochés aux murs (1).

En mai 1935, après le passage d'un assez fort grain, une autre secousse qui semble avoir été plus forte que celles de 1930 et 1933, a eu lieu à nouveau au pied de la montagne d'Agou vers le N.-W., une source chaude pris naissance et des dégâts furent constatés dans les plantations de cacaoyers.

Le séisme le plus proche, ayant été nettement enregistré à Lomé est celui du 19 mai 1933 avec épicentre situé par 1°5 S et 11° W. Gr. dans l'océan Atlantique tropicale, voir copie page 16, grandeur naturelle de l'inscription de ce séisme sur le séismogramme N.-S., on peut y remarquer les émergences assez nettes de l'arrivée des premières phases telles que les ondes longitudinales P, transversales S et superficielles L. La distance trouvée de Lomé à l'épicentre, soit 2.000 kilomètres, me fut confirmée par le Bureau central séismologique de Strasbourg. Ce séisme a été accompagné d'assez forts mouvements du sol et de la mer, lesquels ont été nettement enregistrés sur les séismogrammes et marégrammes de Lomé (2).

(1) Ces renseignements m'ont été aimablement communiqués au cours d'une tournée par M. le Médecin capitaine Grossperrin alors Chef de la subdivision sanitaire de Palimé.

(2) J. CARON, *Mouvement de la mer et agitation microseismique dans le golfe de Bénin*. « Annales de physique du Globe de la France d'outre-mer », août 1935, p. 117 et suivantes, Librairie Larose, Paris.

Le manque de renseignements pouvant émaner de navires croisant dans ces parages ne m'a pas permis de connaître la répercussion du séisme sur la surface de la mer au voisinage de l'épicentre.

En général, d'après l'ensemble des documents que j'ai pu réunir ayant trait à la sismicité des régions côtières et montagneuses des territoires du Togo et de la Gold Coast, il semble résulter que celle-ci continue à se maintenir de nos jours dans un état stationnaire avec peut être une légère recrudescence d'intensité depuis la fin du siècle dernier.

Dans le présent exposé je me suis surtout efforcé de présenter une sorte d'étude générale basée sur l'examen des quelques principaux cas intéressants. Le nombre assez restreint de renseignements tant oraux qu'écrits dignes d'être pris en considération ne m'ayant pas permis pour le moment de traiter le sujet à fond, j'ai néanmoins essayé de tirer quelques conclusions telles que la répartition à la surface du sol de l'intensité des séismes émanant du foyer séismique la région d'Accra, ses répercussions sur les mouvements normaux et exceptionnels du sol et de la mer.

A l'avenir, les enregistrements effectués par la station séismique (1) de l'Observatoire de Physique du Globe de Lomé permettront d'étudier, plus en détail, les séismes ou secousses qui pourront survenir dans la région, voire même, dans certains cas particuliers, de les prévoir par l'étude de leurs mouvements précurseurs.

(1) La station séismique de Lomé comprend deux séismographes Maïnkà type S. O. M. du Bureau central séismologique français.

BIBLIOGRAPHIE CONSULTÉE

Rapports de MM. les Commandant de cercle, Médecins, Commerçants, Missionnaires, au Gouvernement impérial de l'ancienne colonie allemande du Togo.

Journaux *Gold Coast Courrier* des 21, 22, 23, 24 et 28 novembre 1906.

Rapport du 15 février 1907 sur le tremblement de terre d'Accra, de 1906, par le Dr KOERT, géologue allemand.

Journal *Der Evangelische-Heidenbote*, février 1907, p. 14.

Bulletin du Comité d'Etudes historiques et scientifiques de l'A. O. F. Un programme d'études pour la station séismologique de Dakar, par H. HUBERT, p. 353, Paris, 1924.

Le tremblement de terre, par E. ROTHÉ, p. 215, Paris, 1925.

Afrique Occidentale Française, par H. HUBERT, in Atlas des Colonies françaises. Paris, 1934.

Annales de physique du Globe de la France d'Outre-Mer, février 1936. L'étude macroséismique des tremblements de terre, par J. P. ROTHÉ, page 11, Paris.

J. CARON,

*Ingénieur-Météorologiste des Colonies
Lomé (Togo).*

Sur la répartition des lignes isoséistes du tremblement de terre de Ho (Togo, 20 novembre 1906)

Puisque, dans l'article précédent, M. Caron veut bien se référer à ma carte géologique de l'Afrique Occidentale Française, j'en tirerai argument pour présenter ici une hypothèse concernant l'influence possible de la structure tectonique de la région considérée sur la distribution des lignes isoséistes se rapportant au tremblement de terre de Ho.

La carte géologique (p. 15) montre que les terrains de cette région présentent, les uns par rapport aux autres, des différences profondes et que certains

d'entre eux au moins affleurent en surface suivant des bandes parallèles. Or, ces bandes sont disposées comme les lignes isoséistes dessinées par M. Caron (p. 15). Sans doute il peut n'y avoir là qu'une simple coïncidence, mais il est normal de penser aussi que l'ébranlement, à partir de l'épicentre, a pu se propager plus facilement dans les parties lithologiquement homogènes, c'est-à-dire le long de chaque bande, et être, au contraire, plus malaisé d'une bande à l'autre, perpendiculairement à leur allongement. Cette explica-

tion de la répartition très particulière des lignes isoséistes cadrerait en somme avec le thème connu d'après lequel la propagation de l'ébranlement est conditionnée par les différences de constitution lithologique du sous-sol, lesquelles impliquent nécessairement des différences d'élasticité.

Il semble toutefois que cette interprétation, à laquelle je m'étais arrêté tout d'abord, n'est pas suffisante pour expliquer la répartition assez symétrique des isoséistes, en opposition d'ailleurs avec l'asymétrie des formations à partir de l'épicentre. Aussi ai-je songé à une autre hypothèse, qui vient évidemment à l'esprit quand on connaît les caractères tectoniques de la région.

La répartition des formations, là où les lignes isoséistes ont pu être dessinées, est en effet fonction de plissements anciens (huronien). Ceux-ci présentent un parallélisme remarquable et se traduisent soit par la simple orientation des minéraux constitutifs de certaines roches (ortho et paragneiss du Dahomey), soit par la schistosité de certaines autres (micaschistes et phyllades des monts du Togo), soit encore, d'un point de vue plus général, par la direction des chaînons, des cassures, des failles, des contacts, voire celle même du massif tout entier des monts du Togo.

Ainsi, dans la région considérée, tous les éléments anciens du sous-sol offrent une même orientation générale, laquelle coïncide d'ailleurs avec celle des lignes isoséistes. On est alors conduit à penser que cette orientation intervient dans la propagation de l'ébranlement séismique, et même qu'elle exerce, relativement à cette propagation, une influence pré-

pondérante. Cette manière de voir trouve sa meilleure justification en descendant à l'échelle élémentaire des minéraux constitutifs des roches, celles-ci, dans la zone considérée, possédant, en général, une haute cristallinité. On sait, en effet, que, dans chaque espèce minérale, les propriétés élastiques varient en fonction des axes. Mais, puisque dans les formations considérées l'orientation des minéraux s'est réalisée sous l'influence de pressions énormes exercées dans un sens dominant, on est fondé à admettre qu'en général, ces minéraux, bien que de nature différente d'une roche à l'autre, ont été précisément disposés pour résister à ces pressions, c'est-à-dire de manière que leurs axes ayant des propriétés élastiques de valeur correspondante soient parallèles.

Ceci reviendrait à dire que, dans le territoire considéré, et au moins dans certaines conditions réalisées précisément le 20 novembre 1906, les secousses séismiques peuvent — grossièrement — être polarisées par la distribution particulière des éléments constitutifs des roches, tandis que la nature lithologique de ces dernières n'interviendrait que d'une façon en quelque sorte accessoire dans le dessin des lignes isoséistes.

La région étudiée par M. Caron étant, de tout l'Ouest africain, celle de plus grande séismicité (1), il sera sans doute facile de voir si l'hypothèse présentée ici s'y vérifie dans l'avenir.

Henry HUBERT.

(1) H. HUBERT. — *Les séismes en Afrique Occidentale* (*La Géographie*, 1915, p. 359).

Les tremblements de terre aux îles Saint-Pierre et Miquelon

Le petit archipel de Saint-Pierre et Miquelon, possession française de l'Atlantique nord, constitue au point de vue géographique et géologique, une simple dépendance de Terre-Neuve, territoire situé dans l'une des régions les plus stables du globe.

Les recherches que j'ai entreprises dans ces îles, en 1932 et 1935, m'ont montré qu'elles étaient entièrement formées par des roches éruptives et métamorphiques très anciennes et par des terrains sédimentaire d'âge principalement précambrien et cambrien, peut-être aussi silurien. A partir de cette époque, les

îles Saint-Pierre et Miquelon sont toujours demeurées exondées. On n'observe, sur toute l'étendue de leurs côtes, aucune trace d'un mouvement positif récent. Il est très probable, par contre, qu'elles se sont légèrement affaissées à une époque qui ne doit pas être très reculée. Cet affaissement a eu pour résultat la submersion de toute la partie orientale de Saint-Pierre dont les points les plus élevés sont demeurés seuls émergés, formant un certain nombre d'îlots.

Bien que les secousses séismiques soient très rares à Saint-Pierre et Miquelon, du moins celles suffi-

samment violentes pour être ressenties par les habitants, car la colonie ne possède pas de séismographe, il était intéressant de recueillir quelques données sur celles dont on conserve le souvenir. J'ai pu seulement obtenir, jusqu'à présent, des renseignements relatifs à deux tremblements de terre.

Le plus ancien se produisit le 21 août 1904. Des secousses furent ressenties ce jour là à Saint-Pierre à 20 heures (heure locale). Venant du Sud-Ouest et se dirigeant vers le Sud-Est, elles durèrent pendant quelques secondes.

Le tremblement de terre du 18 novembre 1929, le dernier en date, fut beaucoup plus violent. A 16 h. 30 (heure locale), plusieurs fortes secousses furent perçues à Saint-Pierre, se prolongeant pendant une minute environ. Elles étaient accompagnées de grondements souterrains très nets. Peu accoutumée à un tel phénomène, la population en émoi se précipita dans les rues. Il n'y eut pas d'accident ni de dégâts, mais dans plusieurs maisons les pendules s'arrêtèrent. Un peu plus tard, vers 19 h. 20, un raz de marée, certainement consécutif au séisme, envahit les quais, aux abords de la douane, sans causer cependant, lui non plus, de dommages graves.

Les secousses, également accompagnées de roulements souterrains, se firent aussi sentir à Miquelon où elles ébranlèrent simplement les maisons. On estima là, la durée du tremblement de terre à deux minutes environ. A Miquelon toujours, d'autres secousses, moins violentes mais également accompa-

gnée de grondements se produisirent à nouveau pendant quelques instants dans la soirée, entre 19 heures et 20 heures.

A l'île aux Marins, le tremblement de terre fut suivi, quelques heures plus tard, d'un raz de marée, comme à Saint-Pierre, mais beaucoup plus fort. Une vague énorme vint déferler avec une force inouïe, le long de la côte orientale, franchissant le puissant cordon de galets qui la protège sur toute son étendue, submergeant une partie de l'île et déplaçant d'énormes rochers. Deux maisons eurent leur façade défoncée, des caves furent noyées, des jardins inondés et leurs clôtures arrachées. Le long de la côte ouest de l'île aux Marins, par contre, face à la rade, le raz de marée fut beaucoup moins désastreux. Le niveau de la mer monta d'abord puis baissa ensuite d'une façon tout à fait anormale (1).

Ce tremblement de terre du 18 novembre 1929 et surtout le raz de marée qui lui succéda eut des conséquences beaucoup plus graves à Terre-Neuve, surtout sur la côte sud de la baie de Plaisance, entre Burin et Lamaline, où il causa la mort de 27 personnes. Ce séisme provoqua, d'autre part, entre les côtes américaines et Saint-Pierre, relais important pour les communications télégraphiques transocéaniques, la rupture de plusieurs câbles sous-marins.

E. AUBERT DE LA RÛE.

(1) Au sujet de ce raz de marée, voir les *Annales de la Commission pour l'étude des raz de marée*, 1931, n° 1, p. 64 et p. 76.

Une reconnaissance du régime de l'Euphrate (Méskéne et Deir-ez-Zor)

Généralités. — Les deux stations étudiées se trouvent sur le parcours de l'Euphrate à travers le désert syrien. Le R.-P. Ch. Combier, Directeur de l'Observatoire de Ksara, situe Méskéne à la limite entre le climat du type syrien subdésertique et le climat du type saharien, Deir-ez-Zor étant située bien à l'intérieur de cette dernière zone (1) (voir pages 16 et suivantes les figures se rapportant à cette article). Il en devrait résulter que l'Euphrate, comme le Niger en aval de Koulikoro, comme le Nil en Egypte, ou comme

la Volga en aval de Saratov, ne serait qu'un canal à régime d'écoulement déterminé par le bassin d'alimentation situé en Turquie, s'il n'y avait pas l'apport du Balik, rejoignant le fleuve en aval de Rakka. Cependant, la surface du bassin d'alimentation du Balik, de même que les hauteurs de pluie, sont très inférieures à celles de l'Euphrate, sans qu'il soit possible de préciser. On peut donc dire qu'entre Méskéne et Deir-ez-Zor règne un régime de transmission des niveaux, légèrement altéré par trois facteurs : l'emménagement dans le lit, la perte par évaporation et infiltration, enfin, l'apport du Balik. Les deux premiers facteurs tendent à aplatir les crues, tandis que le Balik peut

(1) Ch. COMBIER, *La climatologie de la Syrie et du Liban*. « Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique », 1933, t. VI, p. 342.

déterminer aussi une pointe enregistrée à Deir et inexistante à Méskéne.

L'alimentation de l'Euphrate est caractérisée par la coexistence dans son bassin de la pluie et de la neige. Cette dernière provoque une grande crue printanière, tandis que les séries de pluies, ou des jours chauds, font que celle-ci est chevauchée par des crues secondaires, parfois importantes.

Documentation. — Les données qui permettent d'approfondir dans une certaine mesure ces notions sommaires ont deux origines différentes. Celles de Méskéne ont été recueillies par la Régie des études hydrauliques et s'étendent du 7 février 1930 au 31 décembre 1933, avec quelques lacunes en 1931. Elles comportent un relevé journalier des niveaux de l'Euphrate (fig. 1), auquel s'ajoute, pour 1932 et 1933, une conversion en débits (fig. 2). Il faut rappeler que la Régie avait pour mission l'étude des possibilités d'utilisation agricole des eaux (1).

Les données de Deir (fig. 3) ont été recueillies par l'administration des travaux publics à l'occasion de la construction d'un pont sur l'Euphrate. Elles comprennent les niveaux seuls et ont des lacunes en étiage et au début de la crue de 1927, 28, 29 et 31. L'année 1930 seule a été complètement observée. A Deir, existent, d'ailleurs, ou ont existé, plusieurs échelles, dont l'une, dite « l'échelle des Anglais », doit, en principe, servir à la prévision de la crue de l'Euphrate en Irak.

Caractères descriptifs. — Les graphiques 1, 2 et 3 font voir que les étiages, observés aux deux stations, se sont produits entre juillet et septembre, qu'ils ont été suivis par une montée progressive, mais relativement peu importante et que la grande crue s'annonçait en mars, pour passer par un maximum en fin avril-mai et décroître, ensuite, beaucoup plus régulièrement que ne s'était faite la montée.

On peut, en effet, distinguer que les crues secondaires se placent surtout avant le maximum annuel. La comparaison des graphiques 1 et 3 montre que ce sont là des intumescences sur lesquelles l'emmagasinement dans le lit exerce une action régularisatrice qui se traduit par l'adoucissement des pointes. L'apport du Balik n'a pu empêcher cet effet pendant les années d'observation.

Météorologie. — En abordant la description numérique et la comparaison de la marche des niveaux à Méskéne et à Deir-ez-Zor il faut rappeler que cette

deuxième échelle a été pendant toute la durée des observations, influencée par la construction du pont et des ouvrages de protection des rives et, aussi, par un remaniement très important du modelé du lit, concomitant avec les travaux. C'est à l'action de ces deux causes que l'on peut attribuer le fait qu'en 1930 et 1931 l'ampleur des mouvements du niveau à Deir était tantôt identique à ce qui s'observait à Méskéne, tantôt sensiblement supérieure (comparer en particulier les crues secondaires de mars et d'avril 1931). Malheureusement les travaux de Deir ont été faits sans aucun levé suffisamment étendu du plan et des profondeurs du lit, ce qui interdit l'analyse des variations constatées.

Il est à noter aussi que la courte durée et la différence d'années des observations font que les résultats des deux stations ne sont pas comparables dans le détail. Ils définissent en gros, seulement, les facteurs du régime du fleuve.

Sous ces réserves, les caractéristiques numériques suivantes peuvent être dégagées pour les années ci-dessous indiquées :

	Méskéne	Deir-ez-Zor
Amplitude totale	4,18 m	6,31 m
L'écart des maxima	2,68	4,65

L'écart des cotes maxima des différentes années est donc supérieur à la moitié de l'amplitude des niveaux. Le même rapport est égal à 0,420 pour le Niger à Koulikoro et à 0,365 pour le Nil à Wadi Halfa. Ces références font ressortir l'irrégularité du régime de ruissellement dans le bassin de l'Euphrate et, en même temps, le fait de l'importance de ce mode d'alimentation dans le régime des eaux de ce fleuve par rapport aux apports des eaux souterraines.

L'Euphrate représente donc en Syrie un régime différent de celui de l'Oronte, car il a pu être montré (2) que ce dernier dépend, au contraire, beaucoup plus des eaux souterraines que du ruissellement.

En ce qui concerne les crues secondaires, on voit sur les graphiques que leur durée n'excédait pas 15 jours et qu'elles provoquaient des dénivellations ayant atteint 1,30 m. aux deux stations. Certaines semblent provenir d'une partie seulement du bassin

(1) *Dix ans de mandat. L'œuvre française en Syrie et au Liban.* C. G. P. Editions, Paris, p. 34.

(2) V. FROLOW, *La décrue de l'Oronte en 1929-1930, à Djisr-el-Hadié.* C. R. Congrès int. Géographie. Paris, 1931, t. III, p. 558. — V. FROLOW, *Le régime des sels dissous dans les eaux du Sandjak autonome d'Alexandrette.* C. R. Ac. Sc., 1935, t. 201, p. 613.

versant (juillet et août 1930, janvier 1931 p. ex.), comme le suggère leur brusque montée et leur décrue beaucoup plus lente. D'autres, les plus nombreuses, sont dues à l'interférence des apports de plusieurs affluents.

Une première caractéristique des niveaux (Gravelius) s'obtient en divisant l'amplitude totale des eaux en quatre parties égales. Le quart inférieur contient les basses eaux, les deux quarts moyens appartiennent aux eaux moyennes, enfin le quart supérieur correspond aux hautes eaux. Cette manière d'opérer conduit pour Méskéne (le seul poste pour lequel des années entières d'observations sont disponibles) aux valeurs suivantes des durées, exprimées en jours.

Année	Hautes eaux 3,78-2,73	Eaux moyennes 2,73-0,64	Basses eaux 0,64-(-0,40)
1931	8	144	213
1932	0	109	257
1933	0	78	287

Les graphiques de Deir, s'ils étaient complets, auraient donné la même répartition.

Ainsi, la part des niveaux bas est très importante. C'est ce qui explique le faible développement de la navigation sur ce parcours de l'Euphrate.

La figure 4 est graduée en mètres et en dixièmes de l'amplitude des niveaux à Méskéne. La division de Gravelius y est indiquée. Pour chacune des trois années cette figure donne le graphique des niveaux classés par tranches de 10 cm. et celui des fréquences. On y voit, en particulier, que le niveau au-dessous duquel l'eau se tient la moitié de l'année a varié entre -0,50 et -0,05 cm., soit de plus de 13 % de l'amplitude.

Le niveau moyen s'est tenu plus haut que le niveau précédemment décrit. Le niveau le plus fréquent, par contre, appartenait au bas étiage, comme le montre le graphique des fréquences, dont l'échelle des temps est le double de celle du graphique des niveaux classés.

La comparaison des niveaux à Méskéne et à Deir fait apparaître que la transmission des niveaux se fait en deux jours environ. La déformation subie par le graphique entre les échelles ne permet pas une meilleure évaluation. Le tronçon correspondant du cours de l'Euphrate mesurant dans les 260 km., on voit que la vitesse de transmission est de 5 km. à l'heure environ, ce qui est normal pour un fleuve de plaine.

La figure 5 représente les niveaux des maxima et des minima correspondants relevés sur les graphiques 1 et 2. Malgré une certaine dispersion des points, due à l'action des ouvrages de Deir et à l'apport du Balik, on peut en conclure qu'au point de vue hydro-

lique les profils en travers devaient être sensiblement équivalents, dans l'état naturel du lit, à Deir et à Méskéne.

Les débits. — Le relevé journalier des débits à Méskéne, reporté sur la figure 2, permet de rechercher l'équation de la courbe des débits adoptée par les observateurs. Cette dernière est représentée par la figure 6. Son équation a été recherchée sous la forme binomiale, exprimant avec une fidélité, en général, suffisante les données d'observation. Pour Méskéne on doit adopter deux valeurs des paramètres :

$$q = 238,3 (h + 0,685)^{1,89} \quad \text{pour } h \geq 1,30$$

$$q = 0,9 (h + 3,752)^{4,24} \quad \text{pour } h \leq 1,30$$

La différence aussi nette de deux régimes impose une réserve quand à la valeur des observations hydro-métriques et de leur interprétation. La partie inférieure de la courbe étonne surtout. Ne reflète-t-elle pas une surestimation du pouvoir d'irrigation de l'Euphrate ? Il serait désirable que le service compétent du Haut-Commissariat publie le détail des jaugeages faits par la Régie des études hydrauliques, à la disparition de laquelle s'arrête la documentation disponible.

C'est donc sous des réserves expresses que seront donnés ci-dessous les résultats des calculs faits sur la base des documents provenant du Contrôle des Sociétés concessionnaires et des Travaux publics du Haut-Commissariat à Beyrouth.

Il en résulterait le tableau suivant des volumes écoulés à Méskéne en 1932 et 1933, qui sont les deux seules années pour lesquelles la conversion des niveaux en débits a été faite par le service susnommé. En raison de l'incertitude des données et du doute si l'on est en droit d'appliquer aux années antérieures la courbe des débits utilisée, il a été décidé de se limiter aux valeurs communiquées :

Mois	VOLUMES ÉCOULÉS		Coefficients mensuels	
	1932	1933	1932	1933
Janvier....	609.120.000	507.168.000	4,02	3,61
Février....	765.504.000	604.195.200	5,05	4,31
Mars.....	1.761.004.800	1.015.891.200	11,61	7,24
Avril.....	3.210.364.800	1.449.878.400	21,27	10,33
Mai.....	3.663.619.200	4.254.076.800	24,16	30,31
Juin.....	1.682.985.600	2.292.537.600	11,10	16,34
Juillet....	805.334.400	916.185.600	5,31	6,53
Août.....	577.670.400	611.971.200	3,81	4,36
Septembre..	498.182.400	498.096.000	3,29	3,55
Octobre...	507.513.600	553.230.400	3,35	3,98
Novembre...	531.792.000	606.009.600	3,51	4,32
Décembre..	548.553.600	718.934.400	3,62	5,12
Année.....	15.161.644.800	14.033.174.400	100%	100%

Ces valeurs sont obtenues par la multiplication de la somme des débits, inscrits sur les relevés communi-
qués, par 86.400.

La surface du bassin versant restant inconnue, on ne peut calculer l'indice d'écoulement. Par contre, il est intéressant de noter que le débit journalier moyen (le module) a été égal à 479,5 m³/s en 1932 et à 445,0 m³/s en 1933. Supan (1) donne la valeur de 1.200 m³/s pour le débit moyen à l'embouchure de l'Euphrate.

La décrue.— Comme il a été dit, les oscillations secondaires se trouvent surtout dans la partie montante de la crue annuelle. Plusieurs tronçons des décrues de différentes années présentent, de plus, un parallélisme évident. Une tentative a donc été faite pour dégager une courbe de décrue au sens de M. Maillat. Pour les niveaux à Mésékéne la courbe de décrue est caractérisée par le fait qu'elle se partage en deux tronçons et s'exprime, par conséquent, au moyen de deux exponentielles (fig. 7) :

$$h = 100 e^{-0,0208 t} - 50 \quad \text{pour } t \leq 100 \text{ jours}$$

$$h = 46,5 e^{-0,0131 t} - 50 \quad \text{pour } t \geq 100 \text{ jours}$$

Il est cependant possible que par la suite il soit découvert que la partie supérieure de la courbe de décrue est elle-même complexe. Les différences des terrains et de leur comportement vis-à-vis de l'eau peuvent déterminer, en effet, des variations de la vitesse de la descente des eaux. Actuellement il ne serait pas possible de rechercher ces différences, tant à cause de ce que le matériel d'observation est insuffisant, que parce que la décrue dégagée intéresse à peine 1,50 m. de l'échelle. Les écarts entre la courbe donnée par l'équation ci-dessus et les données peuvent, dans ces conditions, n'être dus qu'à la précision insuffisante des lectures. La partie basse observée s'est étendue sur 25 jours en 1930.

La même courbe de décrue semble s'appliquer au graphique de Deir-ez-Zor, mais pour cette échelle les données sont trop peu nombreuses pour que l'on puisse vraiment se prononcer. Cependant, l'existence de deux tronçons à dérivée très différente est, là aussi, indéniable.

Pour exprimer la courbe de décrues des débits à Mésékéne il faut employer cinq paires de valeurs des paramètres, mais on doit insister encore sur ce que la courbe des débits $q=f(h)$ prête aux critiques. Ce qui suit doit ainsi être considéré seulement comme une tentative de reconnaître, probablement par

excès, l'ordre de grandeur des capacités intéressées.

Sous cette réserve les valeurs des paramètres de la formule $q = A e^{-\alpha t}$ sont les suivantes (fig. 8) :

T	Débit m ³ /s.	A	α	C	V
0	418,5	418,5	0,01686	479.200.000	9.725.400.000
15	325,0	403,1	0,01435	589.900.000	9.246.200.000
40	227,0	314,9	0,00818	443.400.000	8.656.300.000
65	185,0	249,7	0,00462	516.600.000	8.212.900.000
100	157,4	187,8	0,00177	650.300.000	7.696.300.000
125	144,1	"	"	7.696.300.000	
∞	0	"	"		

Les deux dernières colonnes du tableau précédent donnent les capacités (C) alimentant la décrue et le volume total des eaux (V) correspondant à l'épuisement total des réserves souterraines, à partir du début de chacun des tronçons de la courbe de décrue. Le volume des eaux réellement fourni pour alimenter l'Euphrate entre les débits de 418,5 et 144,1 m³/s est, d'après les valeurs des C de ce tableau, égal à

$$2.679.400.000 \text{ m}^3.$$

En comparant ces volumes à ceux de l'écoulement annuel on a une confirmation du rôle secondaire des eaux souterraines dans l'alimentation de l'Euphrate et l'on se trouve d'accord avec les géographes qui attribuent la crue annuelle de ce fleuve à la fonte des neiges dans les montagnes de l'Arménie et du Taurus (2).

Les figures 9 et 10 représentent les débits et les niveaux en fonction des capacités.

Le degré de précision inconnu des données ne permet pas d'aborder l'étude du réapprovisionnement des réserves souterraines par les pluies, survenant pendant la décrue. L'action de celles-ci paraît faible. La cote minimum à Mésékéne permet de solder le bilan annuel des eaux souterraines comme il est indiqué ci-dessous :

Année	Minimum		Variation de la réserve		Total
	h	q	+	-	
1930.	-0,40	152,5	730.000.000	—	—
1931.	-0,25	183,6			
1932.	-0,25	183,6	0	0	—
1933.	-0,27	179,2	—	82.300.000	
				+	647.700.000

(1) A. SUPAN, *Grunzunge des Physischen Erdkunde*, 7 auflage, t. I, p. 377.

(2) A. SUPAN, *loc. cit.*, t. I, p. 380.

On peut dire que le bassin de l'Euphrate a épargné, pendant ces quatre ans, un volume des eaux souterraines correspondant à la dernière tranche réalisée de la décrue.

Le graphique de prévision (fig. 11), qui se déduit de la courbe de décrue, a été construit pour l'intervalle de 10 jours. Les abscisses représentent ici le débit observé à une certaine date et les ordonnées donnent le débit qui doit être réalisé 10 jours plus tard, si la décrue n'est pas interrompue par de nouvelles pluies. Les cinq vecteurs, qui correspondent aux cinq tronçons de la courbe de décrue, sont situés sur des droites passant par l'origine. Ceci veut dire que l'Euphrate ne saurait tarir complètement, mais que son débit peut s'abaisser beaucoup en cas de sécheresse prolongée.

L'analyse selon la méthode de M. H. Labrousse a été faite pour les niveaux moyens mensuels à Mésékéne. La figure 12 en reproduit les résultats. Ils ajoutent les éléments suivants à la description du régime de l'Euphrate, si l'on convient d'exprimer, en centièmes de l'amplitude totale observée des eaux, les amplitudes maxima des composantes dégagées :

Composante	Importance relative
Annuelle	68,1 %
Semi-annuelle	32,7
Tiers-annuelle	12,6

Le reste, obtenu par soustraction de ces trois composantes des données fait apparaître qu'il existe des composantes de période plus courte que quatre mois mais qu'elles ont été faibles pendant les années d'observation. La courbe de reconnaissance qui élimine la composante annuelle et celles qui sont plus courtes que l'année, indique, de plus, l'existence d'une composante de dix-huit mois environ qui ne saurait être calculée à partir de la courte série actuelle.

Les limites du régime, définies pour chaque mois comme la somme des plus fortes et celle des plus

faibles valeurs des elongations des composantes dégagées et du reste, donnent une indication importante au point de vue des irrigations. Le minimum du mois d'octobre peut avoir un écart huit fois plus fort que celui qui a été observé entre 1930 et 1933. Les données *actuellement* recueillies permettent d'entrevoir la possibilité d'une cote descendant à $-0,52$ au-dessous du zéro de l'échelle et, par conséquent, un débit autour de $130 \text{ m}^3/\text{s}$ (chiffre donné sous les réserves exprimées) et probablement inférieur. Il ne saurait être question d'une stabilité des étiages de l'Euphrate.

Au terme de cette reconnaissance il faut constater que plusieurs éléments de l'étude potamologique n'ont même pas été abordés. Le plan et le modelé du lit, les matériaux le constituant et leur répartition, le débit solide, la variation du débit des eaux le long du cours du fleuve, les rapports avec les eaux souterraines sur le parcours Mésékéne-Deir-ez-Zor, la constitution chimique (sels, gaz) des eaux, leur température, restent totalement inconnus. Les observations et les études correspondantes sont encore à faire. Pour d'autres éléments, tels que les vitesses, on sait qu'une certaine documentation a été rassemblée et on doit émettre le vœux pour sa prochaine et complète publication qui permettra d'élucider le problème de la courbe des débits. Enfin, les niveaux ont pu déjà donner quelques précisions, intéressant non seulement la théorie ; il en est qui peuvent être utilisées par des praticiens. Mais là aussi l'étude doit être complétée. En effet, l'existence de deux régimes différents de la décrue doit être rattachée à la géologie du bassin d'alimentation. De plus, l'analyse montre l'existence de composantes plus longues que l'annuelle. C'est la continuation des observations qui permettra de les dégager. Cela est important pour l'organisation de la prévision et de l'utilisation rationnelle des eaux de l'Euphrate. Espérons donc en la continuité des observations.

V. FROLOW.

NOTES ET INFORMATIONS

Sous la présidence de M. Jean Perrin, Membre de l'Institut, Sous-Secrétaire d'Etat à la Recherche scientifique, s'est tenue, le 13 février 1937, la réunion préparatoire du Congrès de la Recherche scientifique dans les territoires d'outre-mer, organisé à l'occasion de l'Exposition de 1937. Au cours de cette réunion ont été établies les dispositions générales

relatives à cette grande manifestation intellectuelle. Tous nos lecteurs ne peuvent manquer de s'intéresser à celle-ci, aussi avons-nous pensé à encarter dans ce numéro des Annales la première circulaire du Congrès. Nous les engageons vivement à s'adresser au Secrétaire général de ce Congrès (M. Henry Hubert, Inspecteur général du Service météorolo-

gique colonial) à l'adresse suivante : 16, rue de la Paix, Paris, 2^e, pour tous renseignements complémentaires.

La Commission Nationale pour l'étude des calamités s'est réunie le 21 novembre 1936, au Ministère de l'Education nationale, sous la présidence de M. Rothé, Directeur de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

Après une communication du docteur Tanon sur les épidémies de grippe, la commission a mis au point l'organisation d'une conférence internationale en 1937.

La 1^{re} Conférence Internationale pour la protection contre les Calamités Naturelles se tiendra à Paris, du 13 au 17 septembre 1937, sous la présidence de M. le Professeur Rothé, Directeur de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Président de la Commission française d'Etudes des calamités.

Elle a pour but de réunir les spécialistes membres des commissions nationales, auxquels pourront se joindre toutes les personnes susceptibles d'apporter une collaboration éventuelle à l'établissement de mesures de prévision et de protection contre les principales calamités : tremblements de terre, éruptions volcaniques, cyclones (tornades et typhons), raz-de-marée, inondations, sécheresse, famines, incendies, invasions d'insectes (sauterelles, etc.), épidémies...

Chacune d'elles sera abordée, dans la mesure du possible, sous les aspects suivants :

Distribution dans le temps ; distribution dans l'espace ; périodicité ; causes ; prévision ; moyens de défense et de lutte ; assurances.

Cette Conférence se tenant au cours de l'Exposition internationale, Paris 1937, les délégués et adhérents pourront bénéficier de tous les avantages qui ont été prévus pour les étrangers inscrits à un Congrès, en particulier : entrée gratuite à l'Exposition, voyage avec 50% de réduction sur toutes les lignes de chemins

de fer français, réduction importante sur les voyages en mer, etc.

Pour tous renseignements complémentaires, s'adresser à M. le Professeur Vayssière, Secrétaire général de la Commission française d'études des Calamités, 45 bis, rue de Buffon, Paris (V^e), France.

Un **concours** pour l'emploi d'Ingénieur-Météorologiste adjoint stagiaire des Colonies ouvert pour quatre places, aura lieu les 11 et 12 mai 1937 à Paris.

La ligne régulière aérienne Dakar-Pointe-Noire entrera en service le 1^{er} mars 1937 pour la section Dakar-Cotonou.

La station de T. S. F. à ondes courtes de Brazzaville, ouverte au service intérieur le 1^{er} janvier 1937, assure, depuis cette date, le service de protection de tous les avions de la ligne Belgique-France-Congo, dans les conditions prévues par les règlements.

L'horaire des cours supérieurs de l'**Ecole d'application de l'Office National Météorologique** a été ainsi fixé :

Climatologie (8 leçons), par M. Sanson, le vendredi, de 10 h. 15 à 11 h. 30, à partir du 12 février 1937 ;

Météorologie dynamique (25 leçons), par M. Mezin, les lundi, mercredi et samedi, de 9 h. à 10 h. 15, à partir du 8 février 1937 ;

Météorologie descriptive (20 leçons), par M. Trochon, les mardi et jeudi, de 9 h. à 10 h. 15, à partir du 9 février 1937.

Analyse et dynamique des fluides (23 leçons), par M. Guiraud, les mardi et jeudi de 10 h. 15 à 11 h. 30, à partir du 23 février 1937.

Exploitation (5 leçons), par M. Bureau, les lundi, mercredi et vendredi de 14 h. 30, à 15 h. 45, à partir du 8 février 1937.

Ces cours sont ouverts aux auditeurs libres.

BIBLIOGRAPHIE

BOSSOLASCO (Mario). — *Il magnetismo terrestre alla luce delle osservazioni fatte durante l'Anno Polare Internazionale 1932-33.* (Estratto dagli « Atti della » Società Italiana per il Progresso delle Scienze, XXIV Riunione-Palermo 12-18 Ottobre 1935-XIII, Volume II).

Exposé de résultats tirés des mesures magnétiques faites pendant l'Année Polaire à la station géophysique de Mogadiscio. Ces résultats, discutés d'après

les points de vue les plus récents, sont examinés dans l'ordre suivant :

1^o activité magnétique pendant l'Année Polaire ; — 2^o variation diurne des éléments du champ terrestre à Mogadiscio ; — 3^o Pulsation et agitation magnétiques ; — 4^o caractères des perturbations magnétiques les plus importantes.

* * *

CARTON (P.) et MAURAND (P.). — Première année d'observation de climatologie forestière à la station expérimentale forestière de Trang Bôm (Cochinchine). Hanoï 1934.

Il s'agit d'une étude des conditions de « micro-climat » très différentes hors de la forêt ou en clairière et sous le couvert de la forêt.

L'installation utilisée pour cette étude comprend deux sous-stations météorologiques voisines, l'une à découvert et l'autre sous forêt.

Les résultats obtenus font ressortir la différence des variations de température, d'humidité et d'évaporation dans les deux cas, avec indication de la pluie et de la nébulosité à découvert.

* * *

COMBIER (Ch.). — La Climatologie de la Syrie et du Liban, *Rev. Géographie physique et Géologie dynamique*, 1933, vol. VI, fasc. 4.

Après des difficultés inhérentes aux débuts dans un pays neufs, le Service météorologique de la Syrie et du Liban fonctionne désormais d'une façon normale. Le réseau comprend outre la station centrale de Ksara, 17 stations principales et 33 postes pluviométriques. L'aviation militaire possède, de son côté, un réseau de postes.

Cette organisation, par l'étude méthodique des éléments du climat, a permis de délimiter les diverses zones climatiques et d'en déterminer d'une façon concrète les caractères : climat méditerranéen le long de la côte sur une largeur de 40 à 60 kilomètres ; climat syrien de l'Anti-Liban jusqu'à une ligne tracée de Damas à Kamechlié au N.-E. ; climat désertique au S.-E. de cette ligne.

Une particularité : les vents de sable. On y distingue : la *brume de sable* accompagnant les vents de « kamsin » qui soufflent du S. ou du S.-E. et apportent les sables du Sahara ou du désert d'Arabie ; les *tourbillons de sable* de la famille des trombes, colonnes de sable s'élevant parfois jusqu'à 1.000 mètres et s'étalant ensuite en une couche de brume ; les *vents de sable*, proprement dits, causés, semble-t-il, par un vent descendant qui rebondit sur le sol en arrachant la poussière.

* * *

LEJAY (Pierre). — Carte gravimétrique de l'Indochine (*C. R. Ac. Sc.* 1936, t. 202, p. 609).

Les 97 stations où la gravité a été mesurée permettent d'établir une carte gravimétrique faisant ressortir très nettement les caractères généraux de la pesanteur en Indochine. Les isanomales de Bouguer suivent très fidèlement les irrégularités topographiques comme sur tout l'Est du continent asiatique. Les anomalies négatives sont très fortes dans les massifs montagneux (Chaîne annamitique, massif du Tonkin) et très faibles dans les plaines deltaïques (Tonkin, Cochinchine où l'anomalie est même positive mais très faible).

* * *

RÉGENCE DE TUNIS. — Service météorologique. Année 1930. (Direction Générale des Travaux Publics).

Cette publication donne tous les renseignements météorologiques concernant la Tunisie et recueillis par la Station Centrale de La Manoubia à Tunis : relevés pluviométriques mensuels et annuels ; relevés de température, nébulosité, humidité, évaporation, vents ; sondages aérologiques de La Manoubia, Caroubia et El Aouïna ; relevé des observations de La Manoubia et bulletins généraux des stations les plus importantes.

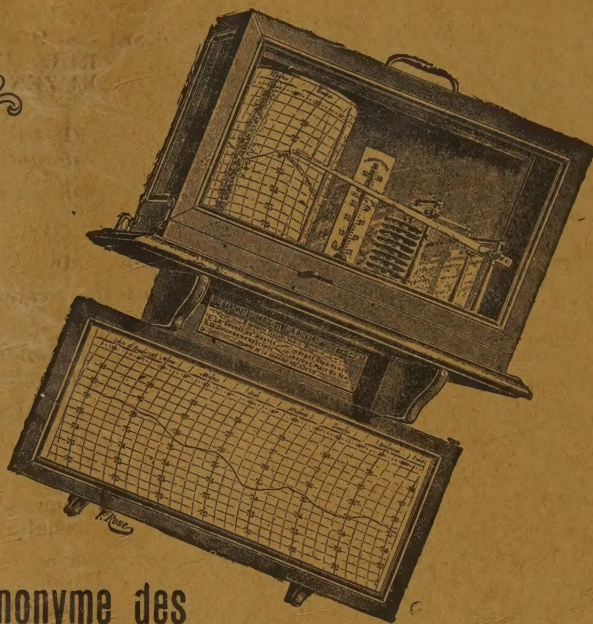
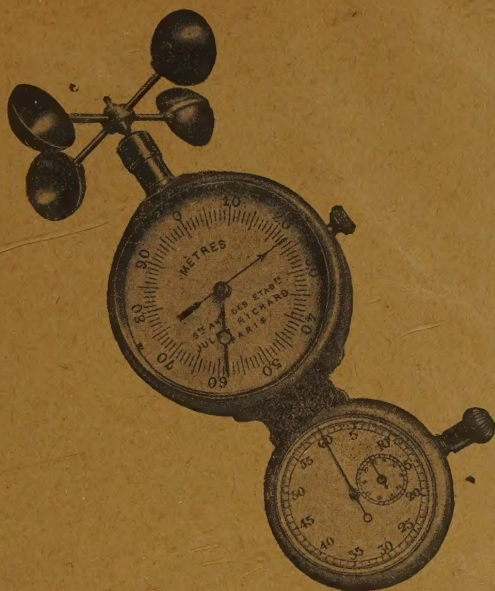
* * *

BRUZON. — Annales du Service Météorologique de l'Indochine. Année 1934.

Cette publication annuelle montre l'activité déployée par le Service météorologique de l'Indochine. Au cours de l'année 1934, la marche de 15 typhons ou dépressions a été suivie en Mer de Chine : 4 se sont formés en mer de Chine, les 11 autres venaient du Pacifique. Neuf d'entre eux ont touché le littoral de l'Indochine ; l'un, celui du 24 octobre, a causé en Annam des dégâts évalués à plus d'un million de piastres.

Après cette étude sur les cyclones, les observations météorologiques de toutes les stations sont indiquées : pression atmosphérique, température, humidité relative, nébulosité, insolation, vent, évaporation, pluie.

L'Éditeur-Gérant : R. PINARDON.



Société Anonyme des

Etablissements Jules RICHARD

25, Rue Mélingue, PARIS (20^e)

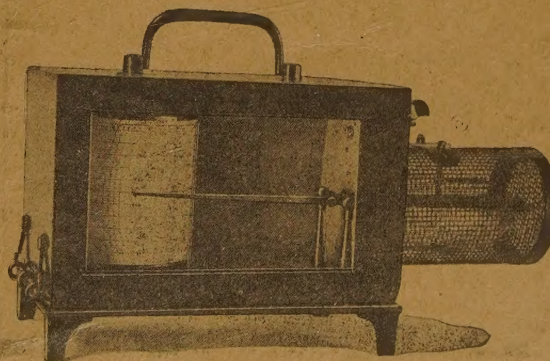
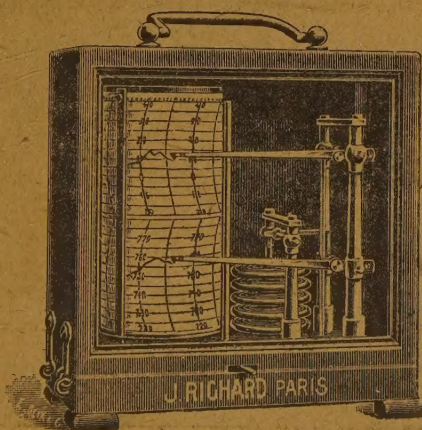
Tél. : Botzaris 88-80

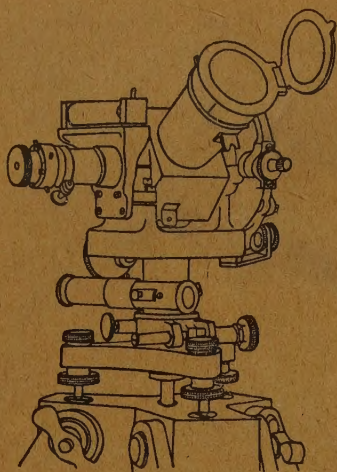
Tél. : Botzaris 88-80

INSTRUMENTS DE PRÉCISION

❧ ❧ de Mesure et de Contrôle ❧ ❧

pour les Sciences et l'Industrie





A. BERTHELEMY ◊ - LORIEUX ✱ - PONTIUS ✱ et THERRODE ✱

Etab^{ts} Albert LEPETIT & C^{ie}

Société en commandite simple. Capital 1.000.000 de francs

Constructeurs

20, Rue Marie Debos, à Montrouge (Seine)

Tél. Alésia 26-37

Ad. tél. Ponrode Paris 14

Fournisseurs des Ministères des Colonies, de la Marine, du Service Géographique de l'Armée.

Instruments de Précision

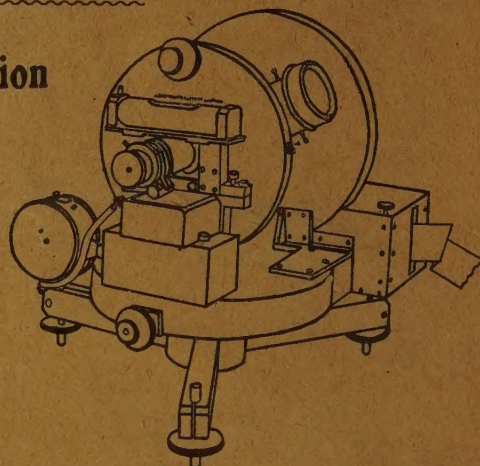
pour

— la Topographie, la Marine —
l'Aviation, la Météorologie, etc...

THÉODOLITES SIMPLES ET ENREGISTREURS
POUR LE REPÉRAGE DES BALLONS-SONDES

Catalogues franco sur demande

Rég. Comm. Seine 229-817B



ROSENMULLER DRESDEN

ANÉMOMÈTRES
POUR TOUTES VITESSES
(à partir de 0,02 m/sec.)

GIROUETTES

TUBES DE PITOT

MICROMANOMÈTRES

LAMBRECHT GÖTTINGEN

HYGROMÈTRES
PSYCHROMÈTRES

BAROMÈTRES

PLUVIOMÈTRES

EVAPOROMÈTRES

HÉLIOMÈTRES

A. OTT KEMPTEN

PLANIMÈTRES
INTÉGRAPHES
ANALYSEUR-HARMONIQUE

ENREGISTREUR
DE MARÉE ET DE HOULE

APPAREILS
POUR L'ÉTUDE
DES COURANTS D'EAU

J. BAROT

Représentant exclusif
pour la France et les Colonies

20, Rue de Varenne, PARIS (7°)

Catalogues franco sur demande